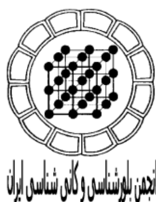
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۱۲۷ تا ۱۴۴




# کانی شیمی و کانی‌شناسی در پگماتیت مسترون (شمال الیگودرز- استان لرستان)

اسماعیل درویشی[1]، سید وحید شاهرخی[2]*

۱- گروه زمین‌شناسی، واحد الیگودرز، دانشگاه آزاد اسلامی، الیگودرز، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۲۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۲۹)

**چکیده:** منطقه مسترون در شمال‌شرق شهر ازنا و در پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی موجود شامل توالی به نسبت یکنواخت اسلیت و فیلیت همراه با توده نفوذی گرانودیوریتی دربرگیرنده مجموعه پگماتیتی هستند. مهم‌ترین کانی‌ها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، تورمالین و موسکویت هستند. کوارتز با خلوص بالا و بدون عناصر جانبی است. تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی نشان‌دهنده حضور فلدسپار از نوع آلبیت و به مقدار کمتر از نوع ارتوز با دمای تبلور کمتر از ۵۵۰°C است. این امر می‌تواند ناشی از دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد. تورمالین‌های موجود از نوع شورل و قلیایی با کمبود در جایگاه X هستند و حضور فراوان، خودشکلی و نبود منطقه‌بندی شیمیایی بیانگر ماگمایی بودن آنهاست. موسکویت‌ها به دو صورت دانه درشت در پگماتیت‌ها و دانه ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند که موسکویت‌های دانه درشت به سمت قطب فنژیت کشش ندارند.

**واژه‌های کلیدی:** *پگماتیت؛ کوارتز؛ فلدسپار؛ تورمالین؛ موسکویت؛ مسترون؛ الیگودرز؛ ایران.*

**مقدمه**

خاستگاه و ماهیت پگماتیت‌ها همواره مورد توجه پژوهشگران علوم زمین بوده است. ماگمای باقیمانده و جداشده از تبلور مذاب‌های گرانیتی و یا تبلور بخشی و بلندمدت و ذوب‌بخشی مستقیم سنگ‌ها را به عنوان خاستگاه پگماتیت‌های گرانیتی در نظر می‌گیرند [۱، ۲]. بر پایه بررسی سیال‌های درگیر و شواهد ارائه شده برای خروج مواد فرار و مذاب‌های غنی از عناصر ناسازگار از گرانیت‌های معمولی، بخش بزرگی از پگماتیت‌ها با یک توده گرانیتی در ارتباط هستند [۳]. همچنین بررسی سیال‌های درگیر در پگماتیت‌ها نشان می‌دهد که سیال‌های غیر قابل آمیزش نقش مهمی در تشکیل پگماتیت‌ها دارند [۴]. همچنین براساس مدل‌های سرد شدن ماگمایی می‌توان گفت که پگماتیت‌های کم‌عمق بسیار سریع‌تر از تصور پیشین سرد شده‌اند [۵]. سرد شدن سریع و دمای کم مذاب‌های پگماتیتی نشان‌دهنده تعامل کم مذاب پگماتیتی با سنگ‌های دربرگیرنده است و سبب ترکیب مذاب پگماتیتی نمی‌شود [۶]. تفاوت میان گرانیت‌های مولد پگماتیت‌ها وابسته به بود و نبود سیال دربردارنده عناصری چون بور، فسفر و فلوئور است. عناصر کمیاب اغلب پگماتیت‌ها با گرانیت‌های نوع S و A همانندی دارند. پگماتیت‌ها اغلب با گرانیتوئیدهای نوع I همراهی کمتری دارند [۶]. رده‌بندی‌های ارائه شده برای پگماتیت‌ها متفاوت از رده‌بندی‌های متداول و مورد استفاده برای گرانیتوییدها هستند. تاکنون بررسی‌های بسیاری به منظور رده‌بندی پگماتیت‌ها انجام شده است [۱-۳، ۶-۱۱]. در این پژوهش برای نخستین بار سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های اصلی موجود در پگماتیت مسترون بر پایه تصاویر میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزپردازشی بررسی شده است که نتایج آنها می‌تواند در تعیین خاستگاه، چگونگی تشکیل، عوامل موثر در شکل‌گیری و ارائه پارامترهای زمین‌شناسی اقتصادی به منظور بهره‌برداری از ذخایر موجود نقش اساسی داشته باشد.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۳۹۵، پست الکترونیکی: Vahid.Shahrokhi@gmail.com



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

**زمین‌شناسی عمومی**

منطقه مسترون در شمال شهرستان الیگودرز، در گستره طول‌های جغرافیائی ′۳۷°۴۹ تا ′۴۰°۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۳۰°۳۳ تا ′۳۴°۳۳ شمالی، در جنوب روستای رشیدی و غرب روستای کندر واقع است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این منطقه در بخش میانی پهنه سنندج سیرجان [۱۲] و در زیرپهنه بیستون [۱۳] شامل کربنات‌های محیط کم عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار دارد. این منطقه از نظر فعالیت ماگمایی، دگرگونی و پدیده‌های زمین‌ساختی فعال است و انواع سنگ‌های آذرین اسیدی تا بازیک و فازهای مختلف دگرگونی و رخدادهای زمین‌ساختی چون چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها، درزه و شکستگی‌ها، خطواره‌ها و برگوارگی‌ها در آن دیده می‌شود و از نظر سنگ‌شناسی و بافت سنگ بسیار جالب و همچنین پیچیده است. این پیچیدگی‌های زمین‌شناسی منجر به علاقه زمین‌شناسان به حل ابهام‌های زمین‌شناسی این منطقه شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌شناسی، نهشته‌های منطقه مورد بررسی وابسته به ژوراسیک، کرتاسه و کواترنر هستند. نهشته‌های ژوراسیک شامل اسلیت دگرسان‌شده، ماسه‌سنگ دگرگون شده، شیست نیمرس همراه با هورنفلس‌های سیاه رنگ ($J^{msh}$)، ماسه‌سنگ دگرگون شده ($J^{ms}$)، توالی به نسبت یکنواخت اسلیت جهت یافته و اپیدوتی شده ($J^{msl}$) هستند و واحد کرتاسه نیز دربردارنده گرانودیوریت پورفیری (CV) است [۱۴]. سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک با نام فیلیت‌های همدان شامل شیست‌های سیاه رنگ ژوراسیک پیشین و شیست‌های رسی با میان-لایه‌هایی از ماسه سنگ و ماسه سنگ تیره وابسته به ژوراسیک میانی هستند که در اثر نفوذ توده گرانیتی مسترون و بالا رفتن درجه زمین گرمایی، دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت شده و به گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت شیست تبدیل شده‌اند. ماسه سنگ‌های تیره این منطقه تکه‌های نابرجا از واحدهای پیشین در خود دارند که نشان دهنده یک مرحله حرکت‌های کوهزایی پیش از رسوب‌گذاری آنها در منطقه است. به بیان دیگر، بین واحدهای ژوراسیک پیشین در این منطقه یک ناپیوستگی ناشی از توقف رسوب‌گذاری و فرسایش قابل تصور است. این ناپیوستگی به طور قطع برای فعالیت‌های زمین‌ساختی در این زمان معمول بوده که خروج واحدهای رسوبی از آب و فرسایش واحدهای قدیمی‌تر را به همراه داشته است. ضخامت این توالی و همچنین تغییرات جانبی لایه‌ها به دلیل مشخص نبودن حد پایین رسوب‌های تریاس پسین- ژوراسیک، بهم‌ریختگی زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوب‌ها در مقیاس منطقه‌ای به راحتی قابل بررسی نیست [۱۵]. این مجموعه سنگی دستخوش نفوذ ماگما، طی ژوراسیک میانی (حدود 165Ma) [۱۶، ۱۷] و شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی شده است و در محل تماس با توده نفوذی، گسترش هاله دگرگونی دیده می‌شود [۱۸]. به این ترتیب، پیدایش توده‌های گرانیتوئیدی مسترون در ژوراسیک میانی مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی بوده که با نفوذ درون شیست‌ها، موجب شکل‌گیری مقدار کمی هورنفلس و شیست‌های لکه‌دار در این منطقه شده است [۱۵، ۱۹].

سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر کانی زیرکن [۱۶، ۱۷] نشان‌دهنده پیدایش توده گرانیتوئیدی مسترون همزمان با توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد [۲۰، ۲۱]، آستانه [۲۲، ۲۳] و الوند [۲۴] در زمان ژوراسیک میانی است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، توده گرانیتوئیدی مسترون منیزیم‌دار، پرآلومین و آهکی قلیایی تا حدی قلیایی و از نوع S است [۲۵]. از سوی دیگر، بررسی‌های صحرایی، سیماهای سنگ‌نگاری و نتایج زمین‌شیمی نشان می‌دهند که گرانیتوئیدهای این منطقه از نوع S رده دوم هستند و ویژگی‌های آهکی‌قلیایی و قلیایی را همزمان دارند [۲۶، ۲۷]. این توده گرانیتوئیدی همچنین در قلمرو کمربند کوهزایی فشار بالا رده بندی شده‌است (شکل ۱).

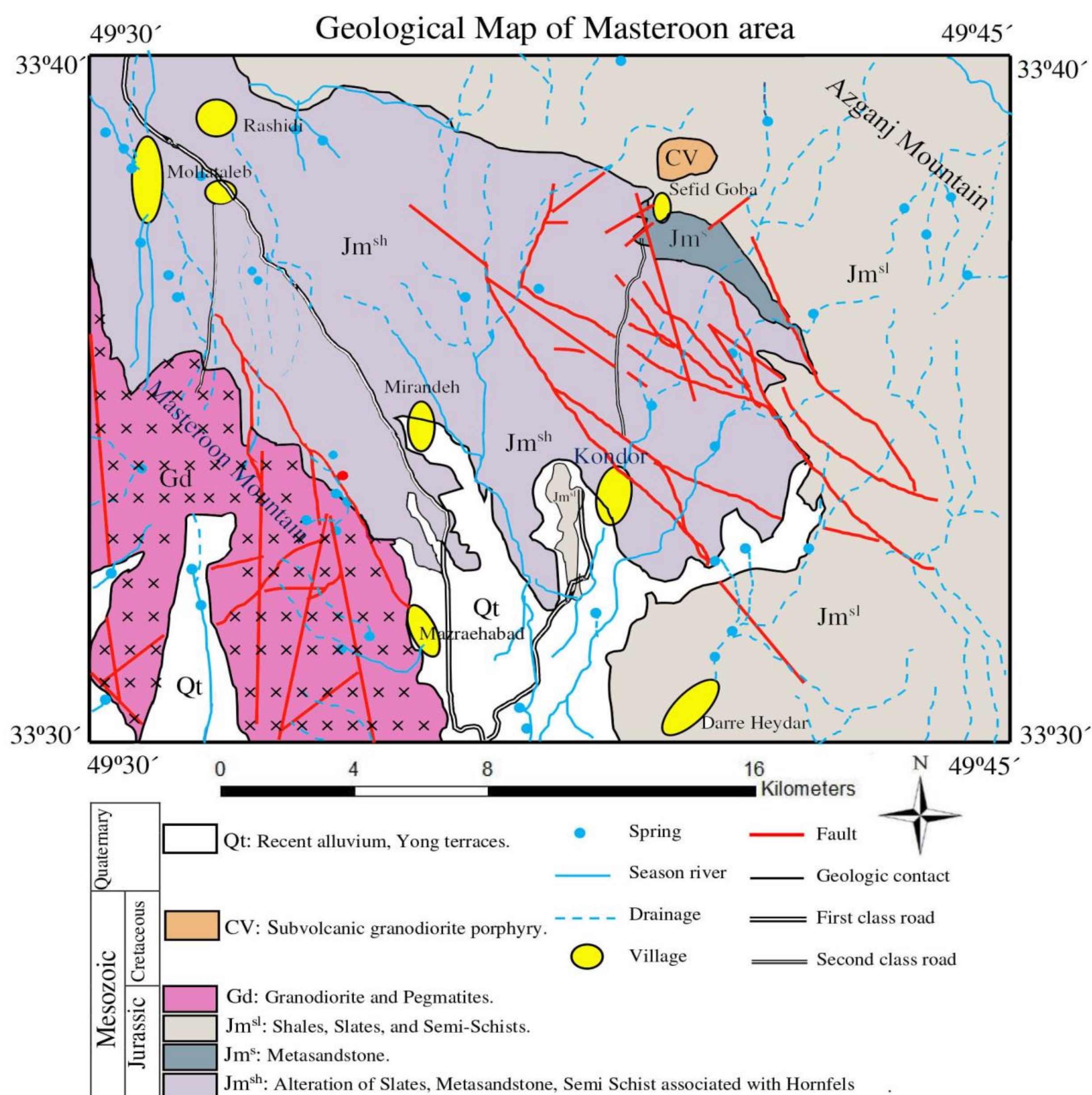
**روش بررسی**

به منظور تعیین ترکیب، نوع و خاستگاه کانی‌های موجود در پگماتیت مسترون، تعداد ۳۰ نمونه از نقاط مختلف پگماتیت‌ها برای تهیه مقاطع نازک-صیقلی برداشت شده برای بررسی‌های تخصصی کانی‌شناسی از نمونه‌های برداشت شده ۵ نمونه کوارتز، ۶ نمونه موسکویت، ۵ نمونه فلدسپار و ۵ نمونه تورمالین جدا گردید. نمونه‌های کوارتز و موسکویت پس از شستشو با اسیدکلریدریک در آزمایشگاه ALS-CEMEX کانادا به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-AES) با دستگاه AU-ICP21 و ME-ICP61 تجزیه شدند. آماده‌سازی به‌روش ذوب متابورات لیتیم و انحلال در چهار اسید انجام شد. حد تشخیص در تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب 0.05ppm بوده است.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

همچنین به منظور شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، پراش پرتوی x (XRD) با دستگاه فیلیپس PW1730 با ولتاژ ۴۰kV و جریان ۳۰mA در آزمایشگاه زرآزمای تهران برای ۱۰ نمونه انجام شد. پس از آن، کانی‌ها با نرم‌افزار Xpert high scorplus بررسی و شناسایی شدند. سپس، مقاطع صیقلی کوارتز با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بررسی گردیدند. با ریزپردازش با پرتوی ایکس این دستگاه می توان عناصر با عدد اتمی بیشتر از ۴ را شناسایی نمود. حد تشخیص آن حدود ۵۰ تا ۱۰۰ ppm است. همچنین برای بررسی شیمی‌کانی به روش ریزپردازش الکترونی، نمونه‌های موسکویت، فلدسپار و تورمالین با دستگاه CAMECA-SX-100 با ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ keV و شدت جریان ۲۰ nA در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شیمیایی شدند.




**شکل ۱** نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰ ناحیه مسترون.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

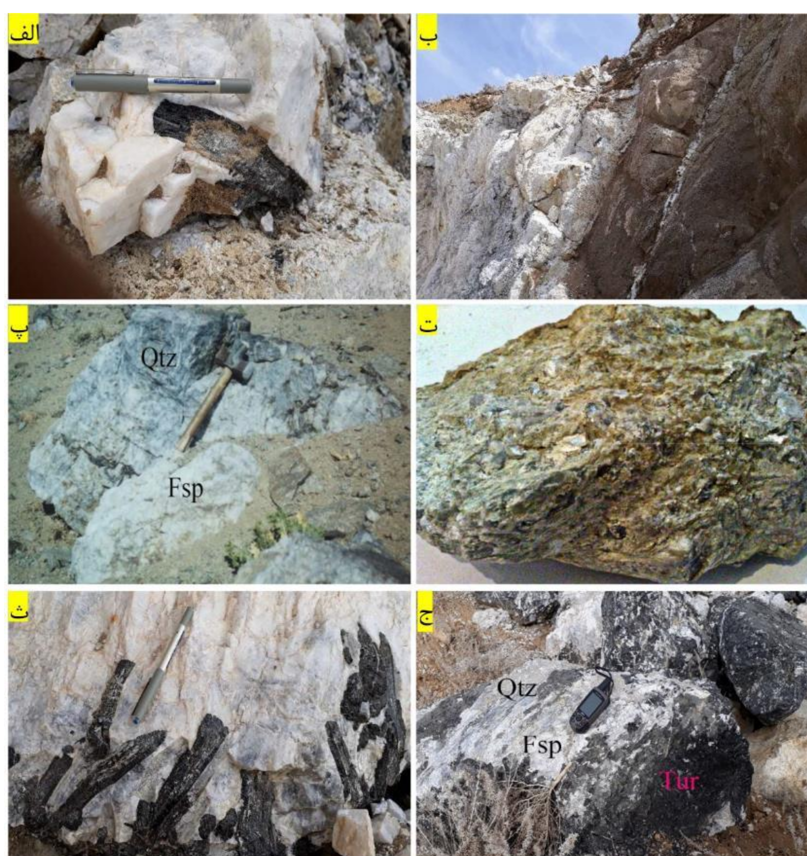
استانداردهای مورد استفاده ژادئیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، آپاتیت برای فسفر، ولاستونیت برای کلسیم و فلدسپار قلیایی برای سدیم و آلومینیوم بودند. خطای نسبی تجزیه برای عناصر اصلی ۱٪ و برای عناصر فرعی ۵٪ است. کاتیون‌های آهن و منگنز بر پایه بررسی‌های ساختار بلوری تورمالین، دو ظرفیتی در نظر گرفته شدند، زیرا این بررسی‌ها نشان داده‌اند که این متداول‌ترین ظرفیت منگنز و آهن در تورمالین است [۲۸]. فرمول ساختاری برای موسکویت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن، برای فلدسپار بر اساس ۸ اتم اکسیژن و برای تورمالین بر اساس ۳۱ اکسیژن و با فرض عنصرسنجی $H_2O$ به صورت OH یعنی OH+F برابر با ۴ (اتم در واحد فرمول apfu) محاسبه شد. همچنین در تورمالین‌ها، مقادیر $B_2O_3$ با تناسب عنصری به صورت ۳ اتم B در واحد فرمول محاسبه شد. با توجه به نبود تهیجای هشت-وجهی [Li =15- (T+Z+Y)]، مقدار Li در جایگاه بلورشناسی Y از مجموع آرمانی کاتیون‌ها در جایگاه‌های T+Z+Y=15 کسر شد [۲۹]. افزون بر محاسبه فرمول ساختاری، برای تهیه نمودارهای مختلف تورمالین، از نرم‌افزارهای وین کلستر و گرافر استفاده شد.

## بحث و بررسی

### کانی‌شناسی

بازدیدهای صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی نشان دهنده یک توده پگماتیتی شامل کلان بلورهایی از فلدسپار، کوارتز و تورمالین هستند (شکل ۲ الف). در کنار توده نفوذی گرانودیوریتی، مجموعه‌ای از فلدسپار به همراه کوارتز دیده می-شود که مجموعه‌ای از تورمالین را دربرگرفته است (شکل‌های ۲ ب و پ).

تورمالین‌های درشت‌بلور، بر اثر خردشدگی ثانویه، شکسته شده و در فضاهای میان این شکستگی‌ها، کوارتز و موسکویت قرار گرفته‌اند.




**شکل ۲** الف) حضور کلان بلورهای کوارتز، فلدسپات و تورمالین در توده پگماتیتی؛ ب) دربرگرفته شدن تورمالین با مجموعه فلدسپار و کوارتز پ) توده بزرگ کوارتز و فلدسپار کنار هم در محل تماس با توده گرانودیوریتی و حضور رگه کوارتز-تورمالین در توده گرانودیوریتی ت) حضور موسکویت به صورت انبوهه ای از بلورهای ورقه‌ای؛ ث) حضور درشت بلورهای تورمالین در مجموعه پگماتیت مسترون با بافت شانه‌ای ج) انباشت تورمالین و تشکیل مجموعه تورمالینیت در کنار کوارتز و فلدسپار.

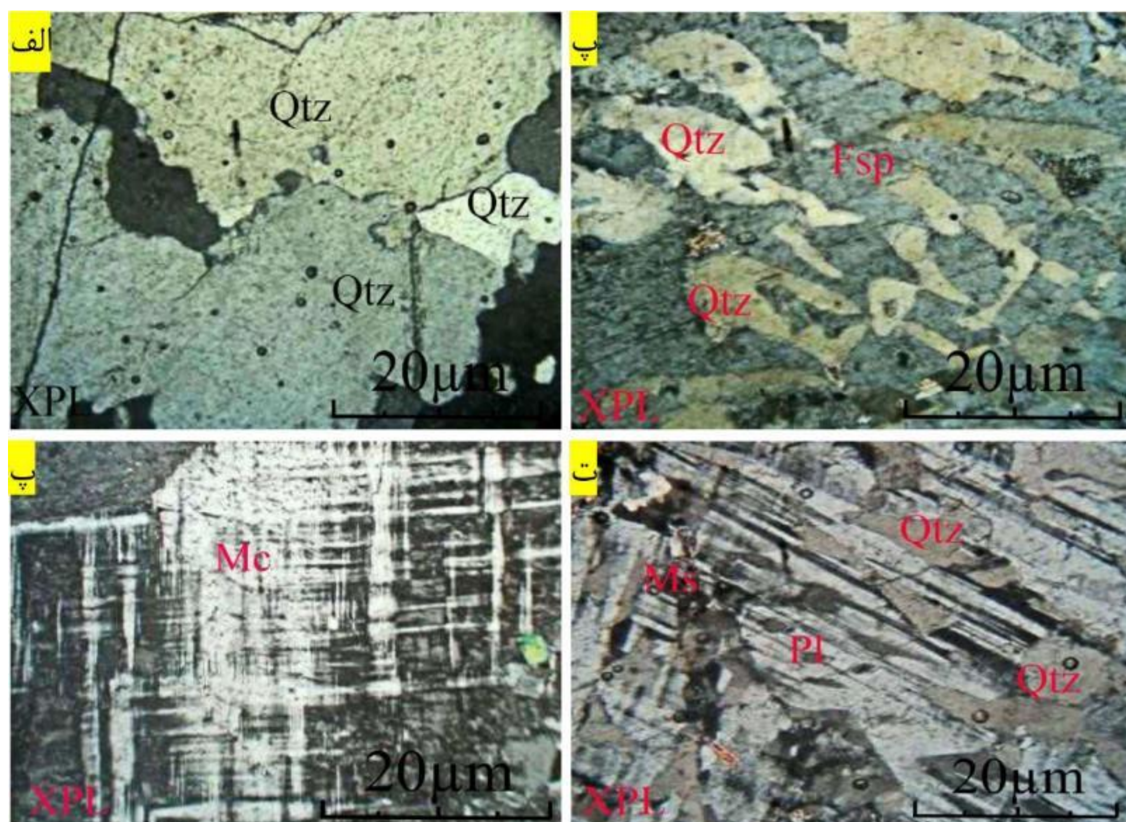

[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

فلدسپارها اغلب از نوع سدیم‌دار و کمتر پتاسیم‌دار هستند. کوارتز به رنگ شیری و اغلب بی شکل در سه نسل دیده می‌شود. نسل اول درشت دانه و فراوان است. نسل دوم دانه‌ریز است و در کنار نسل اول دیده می‌شود. نسل سوم نیز درون رگه‌ها و رگچه‌های تأخیری وجود دارد. موسکویت نیز به صورت انبوهه‌ای از بلورهای ورقه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲ ت). تورمالین به صورت درشت‌دانه در پگماتیت منطقه مسترون حضور داشته و گاهی تا ۳۰ سانتی‌متر طول دارد (شکل ۲ ث). این مجموعه به شکل عدسی کشیده و به طول ۱۸ متر و ضخامت متوسط ۲ متر در میان توده پگماتیتی مسترون دیده می‌شود و گاه از نوع تورمالینیت و دارای ۱۰۰ درصد تورمالین است (شکل ۲ ج). این تورمالین‌ها اغلب با رگچه‌های نازک تغذیه شده و می‌توانند برآمده از یک فاز غنی از بور (B) در فازهای پایانی باشند [۳۰].

بررسی مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده از واحد پگماتیتی نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، فلدسپارپتاسیم (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، تورمالین، و موسکویت بوده که بیانگر یک فاز پایانی ماگمایی و شکل‌گیری گرانیتوئیدها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های تورمالین‌دار است. بافت اصلی قابل دیده دانه‌ای است و بعضی از نمونه‌ها به شدت بافت‌های سیمپلکتیتی نوع میرمکیتی را نشان می‌دهند.

کوارتز در مقادیر و خلوص بالا دیده می‌شود که ممکن است ناشی از دگرگونی بوده و یا بر اثر رخداد دگرشکلی در واحد گرانیتوئیدی و پگماتیتی تشکیل شده باشد. کوارتزها اغلب بصورت بی‌شکل، با خاموشی موجی و لبه‌های دندانه‌دار دیده می‌شود و در لبه آنها، مهاجرت مرز بلوری رخ داده که نشان‌دهنده دگرشکلی خفیف تا متوسط در کوارتزهاست. گاهی کوارتزهای درشت‌بلور به مجموعه‌های از کوارتزهای هم اندازه و ریز تا متوسط بلور تبدیل شده‌اند (شکل ۳ الف).

کوارتزهای ریزبلور و جهت‌یافته با رشد سیمپلکتیتی نوع میرمکیتی بر بافت دانه‌ای فلدسپارهای اولیه در راستاهای ویژه‌ای شکل گرفته‌اند (شکل ۳ ب).



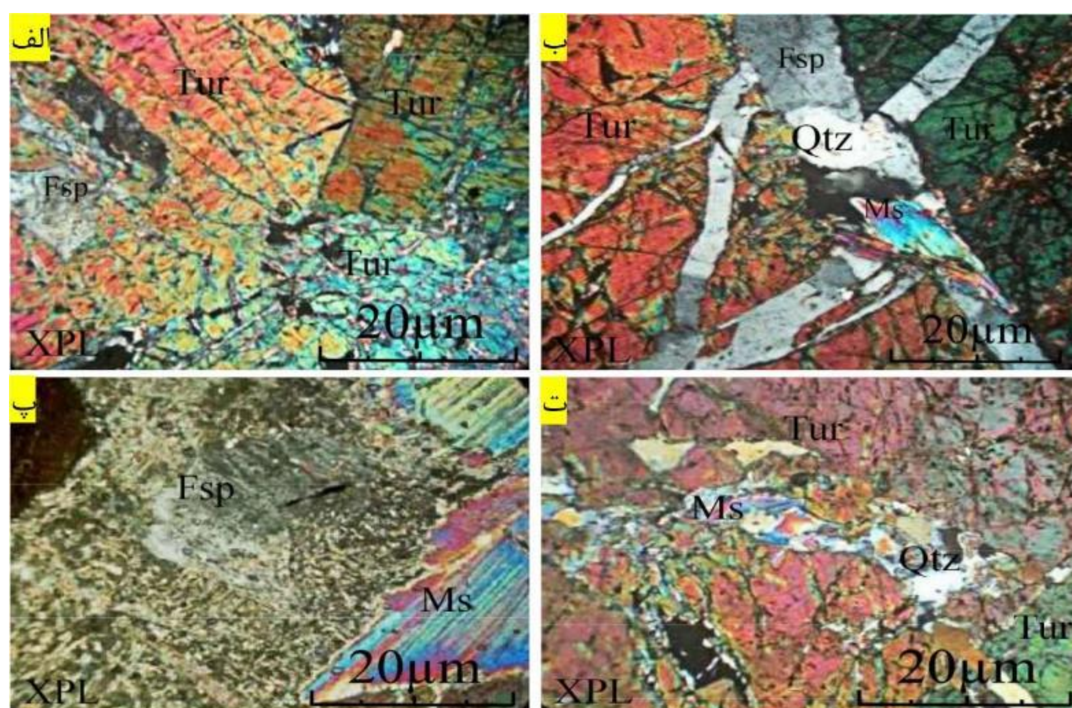

**شکل ۳** تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی: الف) بخشی از رگه‌ی کوارتزی شامل کوارتزهای دارای خاموشی موجی و لبه دندانه دار با مهاجرت در مرز بلوری، ب) رشد سیمپلکتیتی کوارتز بر فلدسپارپتاسیم بدون ماکل، پ) درشت‌بلور میکروکلین با بافت مشبک و ت) پلاژیوکلازهای دارای ماکل چندریخت و تغییرشکل یافته و ماکل پریکلین و بافت سیمپلکتیتی ناشی از رشد کوارتز بر آنها. نشانه‌های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱] هستند.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

بافت‌های سیمپلکتیت، در راستاهای با تنش بیشینه بیشتر دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که این دگرشکلی دارای جهت‌یافتگی ویژه‌ای بوده و در شرایط جامد رخ داده است. در اصل در پی دگرشکلی سنگ‌های گرانیتوئیدی، بافت‌های سیمپلکتیت به صورت ناهمگن پیرامون و یا روی فلدسپارهای قلیایی گسترش یافته‌اند و فراوانی آنها تابعی از راستای با بیشترین تنش وارد بر سنگ است. گاهی کوارتزها به صورت هم‌راستا با هم بر پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی اولیه تشکیل شده‌اند. بافت میرمکیتی می‌تواند در اثر فرآیندهایی چون تبلور آذرین، دگرشکلی در شرایط حالت جامد، دگرنهادی Na و Ca از فلدسپارپتاسیم و در اثر ذوب یا تبلور بخشی و ترکیبی از فرآیندهای موجود تشکیل شود. در اصل، رابطه مستقیم بین دگرشکلی و فراوانی میرمکیت، نشان‌دهنده نقش پهنه‌های گسلی در تسهیل فرآیند دگرنهادی است. طی فرآیند دگرنهادی، یون‌های سدیم، پتاسیم و کلسیم می‌توانند جابه‌جا شوند، که طی این جابه‌جایی‌های یونی، فلدسپارها می‌توانند به هم تبدیل شوند و در نتیجه بافت میرمکیت ایجاد می‌شود.

فلدسپارها با ترکیب قلیایی و از نوع ارتوز و آلبیت هستند که مقدار پلاژیوکلاز بیش از فلدسپارهای پتاسیمی است. گاهی فلدسپارها، بر اثر رخداد سیمپلکتیتی، تغییرشکل داده و زمینه‌ی میان بلورهای کوارتز را به صورت بی‌شکل تشکیل داده‌اند. به نظر می‌رسدکه در این واحد، دگرنهادی رخ داده و بر اثر آن، $SiO_2$ آزاد و به صورت کوارتز تشکیل شده است. ارتوز اغلب دارای ماکل کارلسباد، ماکل نیمه‌ای و گاهی نیز بدون ماکل بوده و اغلب کمی رسی و گاهی سریسیتی شده‌است. گاهی میکروکلین با بافت مشبک در میان ارتوزها دیده می‌شود (شکل ۳ پ). پلاژیوکلازها اغلب دارای ترکیب سدیمی هستند و ماکل چندریخت با تیغه‌های بسیار باریک و گاهی نیز ماکل پری‌کلاز دارند که ممکن است به صورت ضعیف تا شدید، سریسیتی شده باشند. گروهی از پلاژیوکلازها بر اثر رخداد دگرشکلی، دارای ماکل تغییرشکل یافته و سرنیزه‌ای شده‌اند (شکل ۳ ت).

تورمالین‌های ریز تا متوسط بلور و بیشتر خودشکل، در میان برخی فلدسپارها دیده می‌شوند که می‌تواند بیانگر همزمانی تشکیل تورمالین با زمینه‌ی فلدسپاتی باشد. شکل بلوری فلدسپارها تابعی از فضاهای میان تورمالین‌هاست. گاهی تک بلورهای درشت تورمالین در زمینه‌ای از کوارتزهای بی‌شکل و با بافت موزائیکی قرار دارند (شکل ۴ الف).




**شکل ۴** تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی: الف) تورمالین‌های درشت‌بلور با میانبارهایی از فلدسپار قلیایی، ب) تورمالین‌های درشت‌بلور و حضور مجموعه‌ی کوارتز، فلدسپار و موسکویت درون شکستگی‌ها، پ) مجموعه‌ی فلدسپارهای سریسیتی شده و موسکویت درشت‌بلور و ت) حضور موسکویت و کوارتز در میان شکستگی‌های تورمالین. نشانه های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱] هستند.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

تورمالین‌ها اغلب کنار هم حضور داشته و مرز بلوری مشخص دارند و گاهی در فواصل آنها هیچ کانی دیگری حضور ندارد. البته، گاهی می‌توان چند تورمالین درشت‌بلور را تشخیص داد که بر اثر خردشدگی ثانویه، تا حدی شکسته شده و در فضای بین آنها مجموعه‌های از فلدسپارها، کوارتز و موسکویت قرار گرفته‌اند. میانبارهای موسکویت همراه با درشت‌بلورهای تورمالین بزرگ‌تر و در زمینه فلدسپاتی با اندازه کوچک‌تر دیده می‌شوند. موسکویت‌ها، در فضاهای بین تورمالین‌ها و همراه با کوارتز نیز وجود داشته و گاهی اندازه تا ۱ تا ۲۰ میلیمتر ابعاد دارند (شکل ۲ ب).

موسکویت دارای بلورهای کشیده و اغلب به صورت تخته‌ای و ریز تا متوسط‌بلور است و چندرنگی از خود نشان نمی‌دهد (شکل ۴ پ). وجود این کانی می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل سنگ در فشار بخار آب بالا باشد. انباشتگی رشته‌های موسکویت از بافت میلونیتی پیروی می‌نماید. وجود خمش و چین‌خوردگی در برخی از موسکویت‌ها بیانگر تنش و دگرشکلی در این کانی است. احتمال وجود مقادیری لیتیوم در ترکیب این موسکویت‌ها، با توجه به ترکیب مذاب پگماتیتی دور از تصور نیست. موسکویت‌های درشت‌بلور در لبه‌های خود تا حدی به سریسیت‌های ریزبلور تبدیل شده‌اند. درون شکستگی‌های تاخیری، مقداری موسکویت همراه با کوارتز به صورت ریز تا بسیار ریزبلور وجود دارد (شکل ۴ ت).

## زمین‌شیمی و کانی شیمی

### سیلیس

به منظور بررسی حضور سیلیس و شکل‌های مختلف آن در منطقه مورد بررسی، تعداد ۵ نمونه از سیلیس‌های درشت و اولیه موجود در پگماتیت‌ها گردیدند (جدول ۱). کاربرد اصلی کوارتز، برای مصارف الکتریکی، در صنعت به صورت عنصرهایی چون سیلیسیم، فروسیلیس بوده که نیاز به اندازه مشخصی از دانه‌های سیلیس و حضور بلورهای کوارتز است که به دلیل اندازه دانه‌های سیلیس در منطقه مورد بررسی این کاربرد متصور نیست.

**جدول ۱** نتایج تجزیه سیلیس موجود در نمونه‌های پگماتیت منطقه مسترون با دستگاه ME-ICP61

| نمونه | SH-1 | SH-2 | SH-3 | SH-4 | SH-5 |
|---|---|---|---|---|---|
| Al(%) | ۰٫۰۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۷ |
| Ca(%) | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ |
| Fe(%) | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| K(%) | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ |
| Mg(%) | ۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ |
| Na(%) | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۶ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ |
| S(%) | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ |
| Au(ppm) | ٫۰۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ | <۰٫۰۰۱ | <۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ |
| Ag(ppm) | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | ۰٫۵ | <۰٫۵ |
| As(ppm) | <۵ | <۵ | <۵ | <۵ | <۵ |
| Ba(ppm) | ۱۰ | ۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| Be(ppm) | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ |
| Bi(ppm) | <۲ | <۲ | <۲ | <۲ | <۲ |
| Cd(ppm) | ۰٫۶ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | <۰٫۵ | ۰٫۵ |
| Co(ppm) | ۱ | ۱ | ۲ | ۱ | ۱ |
| Cr(ppm) | ۱ | <۱ | ۱ | <۱ | <۱ |
| Cu(ppm) | <۱ | ۲۲ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Ga(ppm) | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| La(ppm) | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| Mn(ppm) | ۵ | ۴۱ | <۵ | <۵ | <۵ |
| Mo(ppm) | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Ni(ppm) | ۱ | ۱ | ۲ | ۲ | ۱ |
| P(ppm) | <۱۰ | ۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| Pb(ppm) | ۲ | ۳ | <۲ | ۲ | <۲ |
| Sb(ppm) | <۵ | <۵ | <۵ | <۵ | <۵ |
| Sc(ppm) | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ | <۱ |
| Sr(ppm) | ۲ | ۳ | ۱ | <۱ | ۲ |
| Th(ppm) | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ | <۲۰ |
| Ti(ppm) | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ | <۰٫۰۱ |
| Tl(ppm) | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| U(ppm) | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| V(ppm) | <۱ | ۱ | ۱ | <۱ | <۱ |
| W(ppm) | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ | <۱۰ |
| Zn(ppm) | ۳ | ۶ | ۲ | ۲ | ۶ |



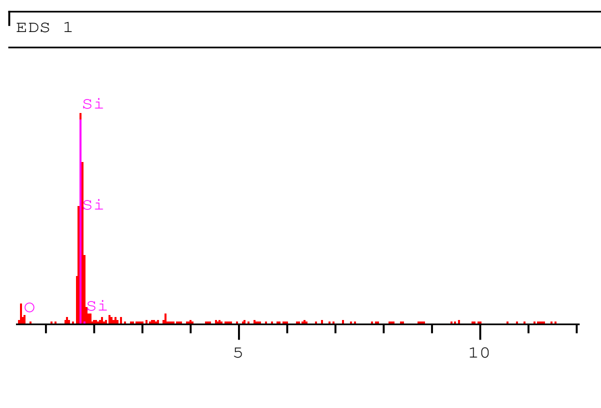
[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

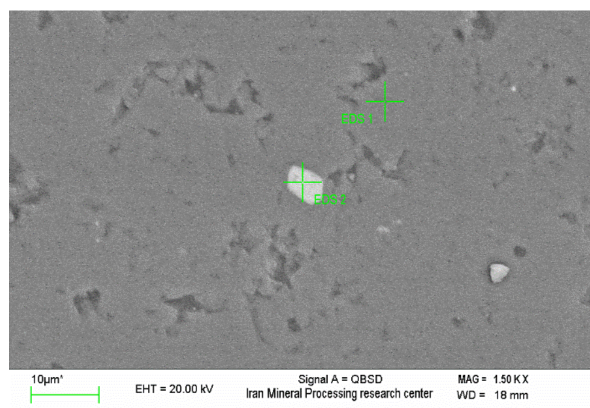
از سوی دیگر، همراه ذخایر سیلیس ممکن است عناصری چون طلا، نقره، استرانسیم، اورانیوم و وانادیم و نیز آهن به مقدار کم وجود داشته باشند. بر اساس داده‌های جدول ۱ و نتایج بررسی-های SEM (شکل ۵)، سیلیس دارای خلوص بالایی بوده و تنها شامل Si به همراه O است که هیچ عنصر دیگری آن را همراهی نمی‌کند. نتایج این بررسی های همچنین تأیید کننده بررسی‌های میکروسکوپی در مقاطع صیقلی است که در آن نیز هیچ کانه و یا عنصر فلزی دیگری دیده نمی‌شود.

**فلدسپار**

ترکیب پلاژیوکلازها به ترکیب و دمای ماگما و گازهای ماگمایی وابسته است [۳۲]. در مواردی که سنگ‌های آتشفشانی دچار تأثیر آلایش شده باشند، در آن ها منطقه‌بندی نوسانی بیشتر از منطقه‌بندی عادی دیده می‌گردد. افزون بر آمیختگی و آلایش ماگمایی، گاهی دگرسانی دوتریک نیز می‌تواند منطقه‌بندی نوسانی ایجاد کند [۳۳].

برای بررسی زمین‌شیمی و کانی شیمی فلدسپار در منطقه مسترون، تعداد ۳۰ نقطه از نمونه‌های فلدسپار با ریزپردازنده الکترونی (جدول ۲ و شکل ۶) و به منظور شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، تعداد ۱۰ نمونه به روش XRD (جدول ۳ و شکل ۷) تجزیه شدند. بر اساس نمودار Ab-An-Or [۳۳] (شکل ۸ الف)، پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌های سنگ میزبان در گستره آلبیت تا الیگوکلاز واقع هستند. همچنین مقادیر An، Or و Ab در فلدسپارها به ترتیب 0-21.88، ۱٫۲ تا 0.41-96.16 و 3.84-97.67، و همچنین مقدار $Al_2O_3$، $N_2O$، $K_2O$ به ترتیب 18.11-23.37 و 0.44-10.32 و 0.08-96.16 هستند. مقدار An در ارتوکلاز 0.0-0.5 و در آلبیت 0.0-20.30 است.



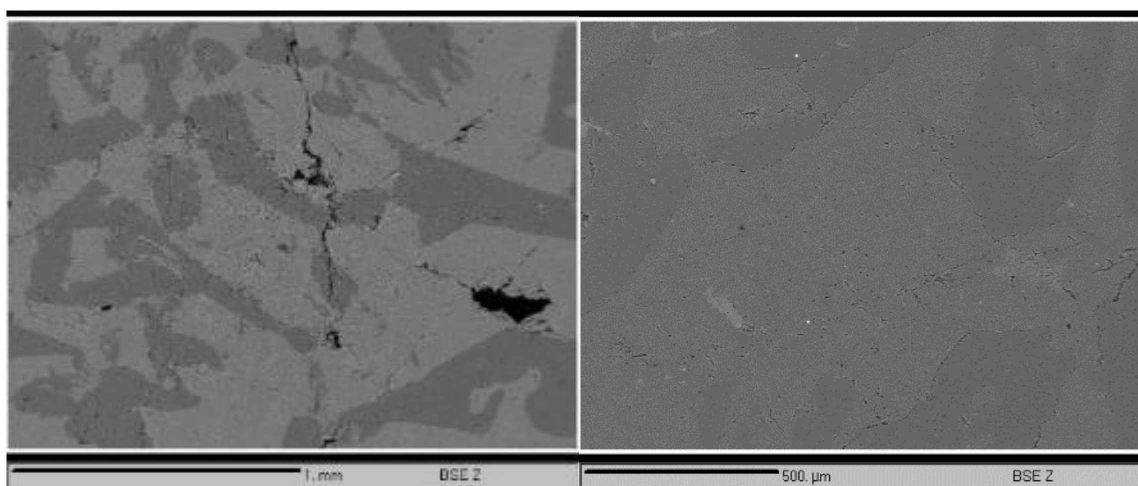

**شکل ۵** تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از سیلیس موجود در مقطع (سمت راست) به همراه طیف EDX آن (سمت چپ).

**جدول ۲** نتایج تجزیه فلدسپارهای منطقه مسترون به روش ریزپردازش الکترونی.

| | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ | ۸ | ۹ | ۱۰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | ۶۷٫۰۴ | ۶۷٫۱۹ | ۶۶٫۶۸ | ۶۷٫۰۴ | ۶۸٫۱۲ | ۶۶٫۹۳ | ۶۷٫۴۲ | ۶۸٫۱۶ | ۶۷٫۲۹ | ۶۷٫۵۲ |
| $TiO_2$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ |
| $Al_2O_3$ | ۲۲٫۳۷ | ۲۲٫۳۷ | ۲۲٫۴۰ | ۲۲٫۴۴ | ۲۲٫۰۳ | ۲۲٫۵۴ | ۲۲٫۰۴ | ۲۱٫۴۳ | ۲۲٫۲۶ | ۲۱٫۶۸ |
| FeO | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ |
| CaO | ۳٫۱۵ | ۳٫۰۹ | ۳٫۲۱ | ۳٫۱۲ | ۲٫۷۶ | ۲٫۸۳ | ۲٫۷۸ | ۲٫۴۰ | ۳٫۱۵ | ۲٫۸۰ |
| $Na_2O$ | ۷٫۰۵ | ۶٫۶۳ | ۶–٫۸۰ | ۶٫۷۶ | ۷٫۲۳ | ۷٫۲۶ | ۷٫۲۲ | ۷٫۳۶ | ۶٫۰۹ | ۶٫۵۰ |
| $K_2O$ | ۰٫۱۰ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۸ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۷ |
| Si | ۲٫۹۱ | ۲٫۹۲ | ۲٫۹۱ | ۲٫۹۱ | ۲٫۹۴ | ۲٫۹۱ | ۲٫۹۳ | ۲٫۹۵ | ۲٫۹۳ | ۲٫۹۵ |
| Ti | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Al | ۱٫۱۴ | ۱٫۱۴ | ۱٫۱۵ | ۱٫۱۵ | ۱٫۱۲ | ۱٫۱۵ | ۱٫۱۳ | ۱٫۱۹ | ۱٫۱۴ | ۱٫۱۱ |
| Fe(ii) | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Ca | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۳ |
| Na | ۰٫۵۹ | ۰٫۵۶ | ۰٫۵۷ | ۰٫۵۷ | ۰٫۶۰ | ۰٫۶۱ | ۰٫۶۰ | ۰٫۸۷ | ۰٫۵۱ | ۰٫۵۵ |
| K | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۹ |
| مجموع | ۴٫۸۱ | ۴٫۷۸ | ۴٫۸۰ | ۴٫۷۹ | ۴٫۸۰ | ۴٫۸۱ | ۴٫۸۰ | ۴٫۹۱ | ۴٫۷۵ | ۴٫۷۶ |
| An | ۱۹٫۶۵ | ۲۰٫۲۷ | ۲۰٫۴۷ | ۲۰٫۱۳ | ۱۷٫۳۲ | ۱۷٫۶۳ | ۱۷٫۴۴ | ۲۰٫۰۸ | ۲۱٫۸۸ | ۱۸٫۹۶ |
| Ab | ۷۹٫۶۰ | ۷۸٫۷۱ | ۷۸٫۴۷ | ۷۸٫۹۴ | ۸۲٫۰۹ | ۸۱٫۸۵ | ۸۱٫۹۶ | ۹۷٫۴۳ | ۷۶٫۵۵ | ۷۹٫۶۷ |
| Or | ۰٫۷۴ | ۱٫۰۲ | ۱٫۰۶ | ۰٫۹۲ | ۰٫۶۰ | ۰٫۵۲ | ۰٫۶۰ | ۰٫۵۰ | ۱٫۵۰ | ۱٫۳۷ |

**ادامه جدول ۲** آنالیز الکترون میکروپروب فلدسپارهای ناحیه مسترون.

| | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۴ | ۱۵ | ۱۶ | ۱۷ | ۱۸ | ۱۹ | ۲۰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | % | % | % | % | % | % | % | % | % | % |
| $SiO_2$ | ۶۶٫۷۴ | ۶۷٫۱۷ | ۶۶٫۳۴ | ۶۷٫۱۷ | ۶۸٫۷۸ | ۶۹٫۸۷ | ۶۷٫۴۹ | ۶۹٫۱۴ | ۶۸٫۴۳ | ۶۸٫۳۷ |
| $TiO_2$ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Al_2O_3$ | ۲۱٫۹۹ | ۲۱٫۸۶ | ۲۱٫۶۷ | ۲۲٫۷۱ | ۲۰٫۴۱ | ۲۰٫۶۳ | ۲۰٫۷۲ | ۱۹٫۷۴ | ۲۰٫۵۹ | ۲۰٫۷۵ |
| FeO | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۱۶ |
| CaO | ۲٫۹۷ | ۲٫۸۴ | ۲٫۷۵ | ۲٫۹۶ | ۰٫۷۴ | ۰٫۷۹ | ۰٫۴۱ | ۰٫۴۹ | ۰٫۵۹ | ۰٫۷۱ |
| $Na_2O$ | ۶٫۶۹ | ۷٫۳۸ | ۷٫۳۲ | ۶٫۲۹ | ۹٫۳۴ | ۸٫۷۰ | ۹٫۳۳ | ۹٫۸۴ | ۹٫۴۳ | ۹٫۴۳ |
| $K_2O$ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۷ |
| Si | ۲٫۹۳ | ۲٫۹۳ | ۲٫۹۳ | ۲٫۹۲ | ۲٫۹۹ | ۳٫۰۱ | ۲٫۹۸ | ۳٫۰۱ | ۲٫۹۹ | ۲٫۹۸ |
| Ti | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Al | ۱٫۱۳ | ۱٫۱۲۴ | ۱٫۱۲۸ | ۱٫۱۶ | ۱٫۰۴۸ | ۱٫۰۴۸ | ۱٫۰۷۸ | ۱٫۰۱۵ | ۱٫۰۶ | ۱٫۰۶ |
| Fe(ii) | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۶ |
| Ca | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۳۳ | ۰٫۱۳ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۱۹ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۳۳ |
| Na | ۰٫۰۵۷ | ۰٫۶۲۴ | ۰٫۶۲ | ۰٫۵۳ | ۰٫۷۸ | ۰٫۷۲ | ۰٫۷۹ | ۰٫۸۳ | ۰٫۷۹ | ۰٫۷۹۷ |
| K | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ |
| مجموع | ۴٫۷۸ | ۴٫۸۲ | ۴٫۸۲ | ۴٫۷۶ | ۴٫۸۷ | ۴٫۸۲ | ۴٫۸۸ | ۴٫۸۹ | ۴٫۸۸ | ۴٫۸۸ |
| An | ۱۹٫۵۰ | ۱۷٫۴۰ | ۱۷٫۰۳ | ۲۰٫۳۰ | ۴٫۱۶ | ۴٫۷۵ | ۲٫۳۶ | ۲٫۶۷ | ۳٫۳۲ | ۳٫۹۸ |
| Ab | ۷۹٫۴۸ | ۸۱٫۸۰ | ۸۲٫۰۲ | ۷۸٫۰۷ | ۹۵٫۱۰ | ۹۴٫۷۶ | ۹۷٫۲۳ | ۹۷٫۰۱ | ۹۶٫۱۴ | ۹۵٫۵۶ |
| Or | ۱٫۰۲ | ۰٫۸۰ | ۰٫۹۶ | ۱٫۶۳ | ۰٫۷۴ | ۰٫۵۰ | ۰٫۴۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۵۴ | ۰٫۴۷ |



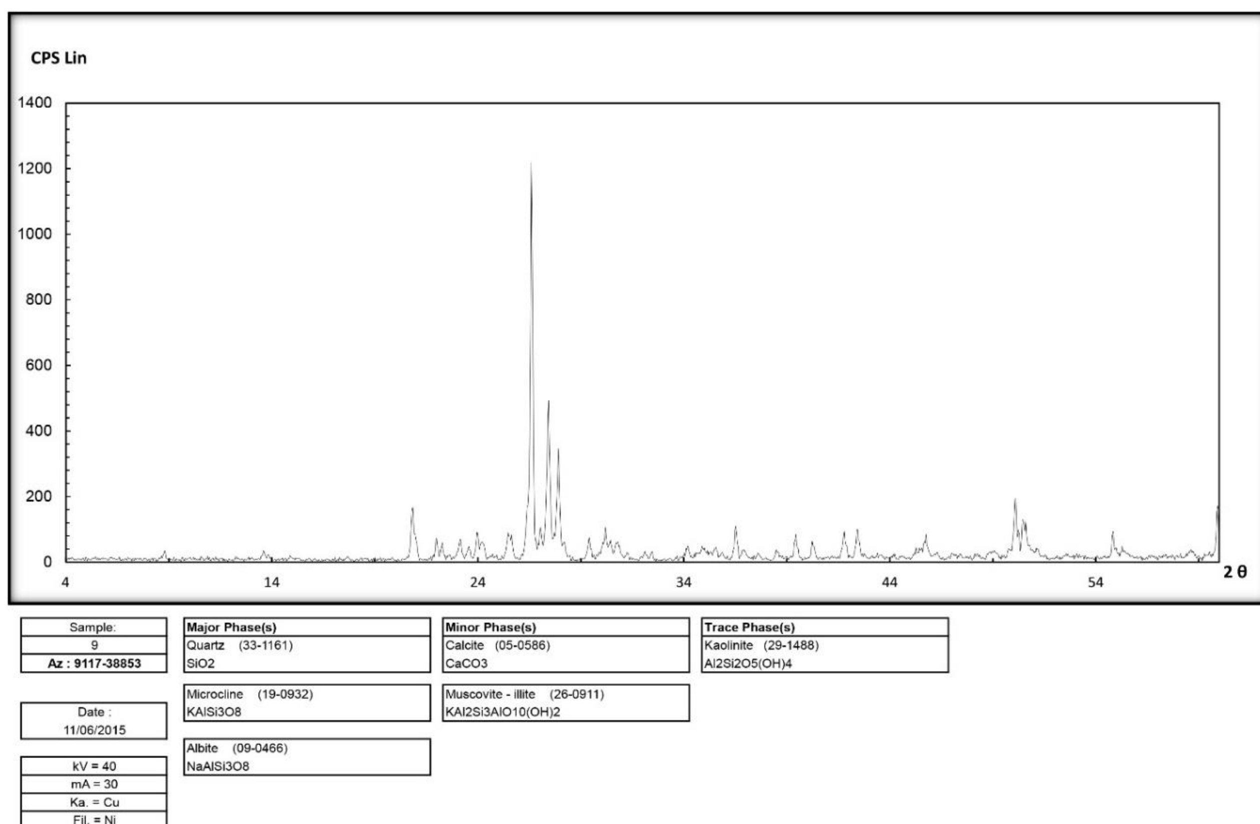

**شکل ۶** تصاویر ریزپردازشی از فلدسپارهای منطقه مسترون.

**جدول ۳** نتایج تجزیه نمونه‌های منطقه مسترون به روش xrd (نشانه‌های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱]).

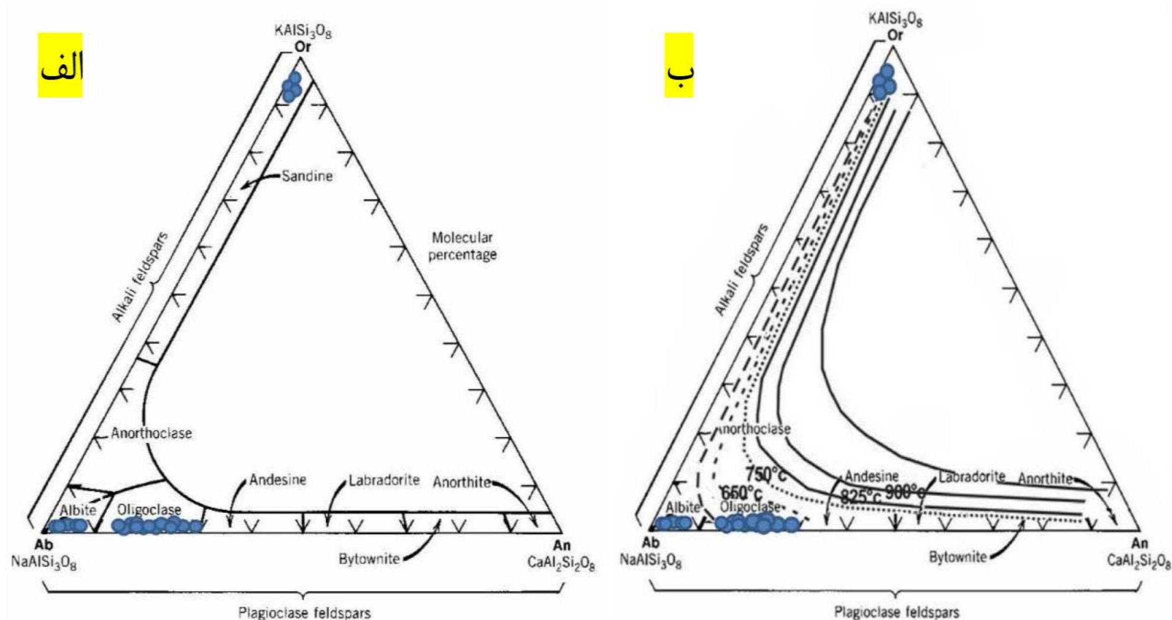
| نمونه | اصلی | فرعی | کمیاب |
|---|---|---|---|
| ۱ | Qtz-Mc-Al | Cal | --- |
| ۲ | Al | Qtz | --- |
| ۳ | Mc | Qtz | Kln |
| ۴ | Tur | Ab-Ms-Il-Qtz-Mc | --- |
| ۵ | Qtz-Mc | Ab | Ms-Ill |
| ۶ | Qtz-Ab-Mc | Ms | --- |
| ۷ | Qtz-Ab | Mc | Ill |
| ۸ | Qtz-Mc- | Ab-Cal-Ms | Kln |
| ۹ | Qtz-Mc-Al | Cal-Ms-Ill | Kln |
| ۱۰ | Tur-Qtz | Ab-Ms-Ill | Mc |



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]




**شکل ۷** طیف XRD وابسته به یکی از نمونه‌های ناحیه مسترون و حضور کوارتز، میکروکلین و آلبیت به عنوان کانی اصلی، کلسیت و موسکوویت به عنوان کانی فرعی و کائولینیت به عنوان کانی جزئی.




**شکل ۸** الف) رده بندی پلاژیوکلازها براساس ترکیب شیمیایی [۳۳]، ب) نمودار آلبیت-آنورتیت-ارتوز [۳۴، ۳۵] و قرارگیری نمونه‌ها در گستره دمایی ۵۵۰ تا ۶۰۰°C.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

به منظور دماسنجی توده گرانیتی مسترون از دماسنج آلبیت-آنورتیت-ارتوز [۳۴، ۳۵] استفاده شد. بر این اساس، دمای تشکیل نمونه‌های فلدسپار بسیار کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد (شکل ۸ ب). از این رو، با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی موجود، دمای زیر ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور آن است. علت پایین بودن دمای محاسبه‌شده به این روش می‌تواند دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد [۳۴، ۳۵].

**تورمالین**

به‌منظور بررسی زمین‌شیمی و کانی شیمی تورمالین در منطقه مسترون، تعداد ۸ نمونه از تورمالین‌های توده‌های پگماتیتی مسترون با ریزپردازنده الکترونی تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۴).

**جدول ۴** نتایج تجزیه تورمالین‌های منطقه مسترون به روش ریزپردازش الکترونی

| | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ | ۶ | ۷ | ۸ | ۹ | ۱۰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۴٫۸ | ۳۶٫۲۴ | ۳۵٫۸۱ | ۳۶٫۶ | ۳۵٫۹۷ | ۳۵٫۶۶ | ۳۵٫۵۴ | ۳۵٫۸۵ | ۳۵٫۵۵ | ۳۴٫۹۸ |
| $TiO_2$ | ۰٫۴ | ۰٫۶۸ | ۰٫۷۸ | ۱٫۰۵ | ۰٫۰۰ | ۰٫۷۲ | ۰٫۸۳ | ۰٫۶۷ | ۰٫۹ | ۰٫۶۵ |
| $Al_2O_3$ | ۳۴٫۸۵ | ۳۵٫۴۴ | ۳۴٫۵۴ | ۳۴٫۰۷ | ۳۴٫۴۵ | ۳۴٫۴۴ | ۳۳٫۸۵ | ۳۴٫۴۴ | ۳۴٫۴۳ | ۳۴٫۶۸ |
| FeO | ۱۲٫۱۷ | ۱۱٫۷۹ | ۱۱٫۸۶ | ۱۱٫۹۶ | ۱۲٫۳۷ | ۱۲٫۱۳ | ۱۲٫۴۱ | ۱۱٫۹۹ | ۱۱٫۹۹ | ۱۲٫۲۵ |
| MgO | ۱٫۸ | ۲٫۱۸ | ۱٫۶۳ | ۱٫۶۷ | ۱٫۸۵ | ۱٫۵۸ | ۱٫۴۹ | ۱٫۶۱ | ۱٫۶۱ | ۱٫۸۵ |
| CaO | ۰٫۲۱ | ۰٫۲۵ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۷ | ۰٫۲ | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۵ |
| MnO | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۶ |
| $Na_2O$ | ۱٫۷ | ۱٫۶۶ | ۱٫۵۴ | ۱٫۶۱ | ۱٫۵۳ | ۱٫۵۹ | ۱٫۶۵ | ۱٫۵۵ | ۱٫۵۵ | ۱٫۹۷ |
| $K_2O$ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۵ |
| **مجموع** | ۸۶٫۱۷ | ۸۸٫۴۶ | ۸۶٫۵۵ | ۸۷٫۳۵ | ۸۶٫۶ | ۸۶٫۵۹ | ۸۶٫۲۵ | ۸۶٫۵۲ | ۸۶٫۵۴ | ۸۶٫۸۵ |
| Si | ۵٫۸۱ | ۵٫۸۶۷ | ۵٫۸۵۵ | ۶٫۰۰۲ | ۵٫۶۹۳ | ۵٫۹۲۶ | ۵٫۹۳۲ | ۵٫۹۳۵ | ۵٫۸۹۵ | ۵٫۸۰۷ |
| Ti | ۰٫۰۵۰ | ۰٫۰۸۳ | ۰٫۰۹۶ | ۰٫۱۲۹ | ۰٫۰۷۰ | ۰٫۰۹۰ | ۰٫۱۰۴ | ۰٫۰۸۳ | ۰٫۱۱۲ | ۰٫۰۸۱ |
| Al | ۶٫۸۵۷ | ۶٫۷۶۲ | ۶٫۸۴۹ | ۶٫۵۸۵ | ۶٫۷۳۱ | ۶٫۷۳۴ | ۶٫۶۵۹ | ۶٫۷۲۳ | ۶٫۷۴ | ۶٫۷۸۵ |
| $Fe^{3+}$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Fe^{2+}$ | ۱٫۶۹۹ | ۱٫۵۹۶ | ۱٫۶۶۲ | ۱٫۶۴ | ۱٫۷۱۵ | ۱٫۶۸۳ | ۱٫۷۳۲ | ۱٫۶۶۱ | ۱٫۶۶۳ | ۱٫۷۰۱ |
| Mg | ۰٫۴۴۸ | ۰٫۵۲۶ | ۰٫۳۹۷ | ۰٫۴۰۸ | ۰٫۴۵۷ | ۰٫۳۹۱ | ۰٫۳۷۱ | ۰٫۳۹۸ | ۰٫۳۹۸ | ۰٫۴۵۸ |
| Mn | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ |
| Ca | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۴۳ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۴۴ |
| Na | ۰٫۵۵ | ۰٫۵۲۱ | ۰٫۴۸۸ | ۰٫۵۱۲ | ۰٫۴۹۲ | ۰٫۵۱۱ | ۰٫۵۳۴ | ۰٫۴۹۸ | ۰٫۴۹۸ | ۰٫۶۳۴ |
| K | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۱ |
| FeO+MgO | ۱۳٫۹۷ | ۱۳٫۹۷ | ۱۳٫۴۹ | ۱۳٫۶۳ | ۱۴٫۲۲ | ۱۳٫۷۱ | ۱۳٫۹ | ۱۳٫۶ | ۱۳٫۶ | ۱۴٫۱ |
| FeO/FeO+MgO | ۰٫۸۷۱ | ۰٫۸۴۳ | ۰٫۸۷۹ | ۰٫۸۷۷ | ۰٫۸۶۹ | ۰٫۸۸۴ | ۰٫۸۹۲ | ۰٫۸۸۱ | ۰٫۸۸۰ | ۰٫۸۶۸ |
| $X_{site}$ | ۰٫۵۹۴ | ۰٫۵۷۰ | ۰٫۵۳۰ | ۰٫۵۵۰ | ۰٫۵۳۶ | ۰٫۵۴۹ | ۰٫۵۸۴ | ۰٫۵۴۸ | ۰٫۵۴۳ | ۰٫۶۸۹ |
| $X_{vac}$ | ۰٫۴۰۶ | ۰٫۴۳۰ | ۰٫۴۷۰ | ۰٫۴۵۰ | ۰٫۴۶۴ | ۰٫۴۵۱ | ۰٫۴۱۶ | ۰٫۴۵۲ | ۰٫۴۵۷ | ۰٫۳۱۱ |
| Na+K | ۰٫۵۵۶ | ۰٫۵۲۷ | ۰٫۴۹۸ | ۰٫۵۲۰ | ۰٫۵۰۰ | ۰٫۵۱۷ | ۰٫۵۴۵ | ۰٫۵۰۹ | ۰٫۵۰۴ | ۰٫۶۴۵ |
| $X_{vac}$+Na | ۰٫۹۵۶ | ۰٫۹۵۱ | ۰٫۹۵۸ | ۰٫۹۶۲ | ۰٫۹۵۶ | ۰٫۹۶۲ | ۰٫۹۵۰ | ۰٫۹۵۰ | ۰٫۹۵۵ | ۰٫۹۴۵ |
| $X_{vac}$/$X_{vac}$+Na | ۰٫۴۲۴ | ۰٫۴۵۲ | ۰٫۴۹۰ | ۰٫۴۶۷ | ۰٫۴۸۵ | ۰٫۴۶۸ | ۰٫۴۳۷ | ۰٫۴۷۵ | ۰٫۴۷۸ | ۰٫۳۲۹ |
| Mg/Mg+Fe | ۰٫۲۱۱ | ۰٫۲۴۷ | ۰٫۱۹۲ | ۰٫۱۹۹ | ۰٫۲۱۰ | ۰٫۱۸۸ | ۰٫۱۷۶ | ۰٫۱۹۳ | ۰٫۱۹۳ | ۰٫۲۱۲ |
| Al in $R_2$ | ۰٫۶۶۷ | ۰٫۶۲۹ | ۰٫۷۰۵ | ۰٫۵۸۵ | ۰٫۶۹۳ | ۰٫۶۴۹ | ۰٫۵۹۱ | ۰٫۶۶۰ | ۰٫۶۳۵ | ۰٫۵۹۱ |
| $R_2^*$ | ۲٫۸۱۱ | ۲٫۷۷۳ | ۲٫۷۱۸ | ۲٫۶۵۵ | ۲٫۸۸۰ | ۲٫۷۳۳ | ۲٫۷۱۸ | ۲٫۷۴۱ | ۲٫۷۲۰ | ۲٫۷۷۲ |
| Fe/Fe+Mg | ۰٫۷۸۸ | ۰٫۷۵۲ | ۰٫۸۰۷ | ۰٫۸۰۰ | ۰٫۷۸۹ | ۰٫۸۱۱ | ۰٫۸۲۳ | ۰٫۸۰۶ | ۰٫۸۰۶ | ۰٫۷۸۸ |
| $R_1$=Na+Ca | ۰٫۵۸۸ | ۰٫۵۶۴ | ۰٫۵۲۰ | ۰٫۵۴۲ | ۰٫۵۲۸ | ۰٫۵۴۳ | ۰٫۵۷۳ | ۰٫۵۳۷ | ۰٫۵۳۷ | ۰٫۶۷۸ |
| $R_2=Fe^{tot}+Mg+Mn$ | ۲٫۱۴۴ | ۲٫۱۴۴ | ۲٫۰۸۳ | ۲٫۰۷۰ | ۲٫۱۹۳ | ۲٫۰۹۳ | ۲٫۱۲۷ | ۲٫۶۱۹ | ۲٫۰۸۵ | ۲٫۱۸۱ |
| $R_3$=Al+1.33Ti | ۶٫۹۲۳ | ۶٫۸۷۲ | ۶٫۹۷۰ | ۶٫۷۵۶ | ۶٫۷۳۱ | ۶٫۸۵۳ | ۶٫۷۹۷ | ۶٫۸۳۳ | ۶٫۸۸۰ | ۶٫۸۹۲ |
| $R_1+R_2$ | ۲٫۷۳۲ | ۲٫۷۰۸ | ۲٫۶۰۳ | ۲٫۶۱۲ | ۲٫۷۲۰ | ۲٫۶۴۱ | ۲٫۶۶۴ | ۲٫۶۱۹ | ۲٫۶۲۲ | ۲٫۸۵۹ |
| $R_2^*$+Al in $R_2$ | ۳٫۴۷۸ | ۳٫۴۰۲ | ۳٫۳۵۳ | ۳٫۲۴۰ | ۳٫۵۷۹ | ۳٫۳۶۸ | ۳٫۳۰۹ | ۳٫۴۰۲ | ۳٫۳۵۵ | ۳٫۳۶۳ |



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

**ادامه جدول ۴**

| | ۱۱ | ۱۲ | ۱۳ | ۱۴ | ۱۵ | ۱۶ | ۱۷ | ۱۸ | ۱۹ | ۲۰ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۶٫۳۲ | ۳۶٫۱۷ | ۳۶٫۵۹ | ۳۶٫۲۳ | ۳۴٫۸۸ | ۳۵٫۹۷ | ۳۵٫۱۵ | ۳۶٫۳۸ | ۳۴٫۹۶ | ۳۶٫۱۵ |
| $TiO_2$ | ۰٫۸۲ | ۰٫۷۱ | ۰٫۸۷ | ۰٫۳۳ | ۰٫۹۴ | ۰٫۷۳ | ۱٫۰۲ | ۰٫۳۷ | ۰٫۸۴ | ۰٫۲۹ |
| $Al_2O_3$ | ۳۵٫۱۶ | ۳۴٫۹۳ | ۳۴٫۸۵ | ۳۵٫۵۴ | ۳۳٫۷۹ | ۳۴٫۶۳ | ۳۴٫۱۶ | ۳۶٫۶۳ | ۳۴٫۵۵ | ۳۵٫۵۴ |
| FeO | ۱۲٫۱۱ | ۱۲٫۲۱ | ۱۱٫۹۷ | ۱۲٫۰۸ | ۱۲٫۰۰ | ۱۲٫۴۱ | ۱۲٫۵۲ | ۱۲٫۰۶ | ۱۲٫۳۷ | ۱۲٫۲۰ |
| MgO | ۱٫۶۸ | ۱٫۸۳ | ۱٫۸۵ | ۱٫۴۰ | ۱٫۷۷ | ۱٫۷۶ | ۱٫۶۷ | ۱٫۶۳ | ۱٫۵۷ | ۱٫۳۸ |
| CaO | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۰ | ۰٫۲۴ | ۰٫۱۲ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۸ | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱۱ |
| MnO | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۷ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۷ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۶ |
| $Na_2O$ | ۱٫۵۰ | ۱٫۵۶ | ۱٫۳۰ | ۱٫۲۱ | ۱٫۸۶ | ۱٫۵۳ | ۱٫۷۲ | ۱٫۳۸ | ۱٫۸۹ | ۱٫۴۰ |
| $K_2O$ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۳ |
| **مجموع** | ۸۷٫۹۹ | ۸۷٫۸۸ | ۸۷٫۹۰ | ۸۷٫۱۴ | ۸۵٫۷۶ | ۸۷٫۴۶ | ۸۶٫۸۲ | ۸۸٫۸۰ | ۸۶٫۷۲ | ۸۷٫۳۰ |
| Si | ۵٫۹۱۳ | ۵٫۹۰۷ | ۵٫۹۵۳ | ۶٫۰۱۱ | ۵٫۸۵۹ | ۵٫۹۱۰ | ۵٫۸۴۴ | ۵٫۸۵۵ | ۵٫۸۱۶ | ۵٫۹۹۵ |
| Ti | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۸۷ | ۰٫۱۰۶ | ۰٫۰۴۱ | ۰٫۱۱۹ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۲۸ | ۰٫۰۴۵ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۰۳۶ |
| Al | ۶٫۷۴۶ | ۶٫۷۲۳ | ۶٫۶۸۳ | ۶٫۷۴۵ | ۶٫۶۹۰ | ۶٫۷۰۵ | ۶٫۶۹۳ | ۶٫۹۴۸ | ۶٫۷۷۵ | ۶٫۷۵۱ |
| $Fe^{3+}$ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| $Fe^{2+}$ | ۱٫۶۴۹ | ۱٫۶۶۸ | ۱٫۶۲۹ | ۱٫۶۷۶ | ۱٫۶۸۶ | ۱٫۷۰۵ | ۱٫۷۴۱ | ۱٫۶۲۳ | ۱٫۷۲۱ | ۱٫۶۹۲ |
| Mg | ۰٫۴۰۸ | ۰٫۴۴۶ | ۰٫۴۴۹ | ۰٫۳۴۶ | ۰٫۴۴۳ | ۰٫۴۳۱ | ۰٫۴۱۴ | ۰٫۳۹۱ | ۰٫۳۸۹ | ۰٫۳۴۱ |
| Mn | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۲ |
| Ca | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۴۲ | ۰٫۰۲۱ | ۰٫۰۴۹ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۵۰ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۴۸ | ۰٫۰۲۰ |
| Na | ۰٫۴۷۳ | ۰٫۴۹۴ | ۰٫۴۱۰ | ۰٫۳۸۹ | ۰٫۶۰۶ | ۰٫۴۸۷ | ۰٫۵۵۴ | ۰٫۴۳۱ | ۰٫۶۱۰ | ۰٫۴۵۰ |
| K | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۹ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۰۶ |
| FeO+MgO | ۱۳٫۷۹ | ۱۴٫۰۴ | ۱۳٫۸۲ | ۱۳٫۴۸ | ۱۳٫۷۷ | ۱۴٫۱۷ | ۱۴٫۱۹ | ۱۳٫۶۹ | ۱۳٫۹۴ | ۱۳٫۵۸ |
| FeO/FeO+MgO | ۰٫۸۷۸ | ۰٫۸۶۹ | ۰٫۸۶۶ | ۰٫۸۹۶ | ۰٫۸۷۱ | ۰٫۸۷۵ | ۰٫۸۸۲ | ۰٫۸۸۰ | ۰٫۸۸۷ | ۰٫۸۹۸ |
| $X_{site}$ | ۰٫۵۱۲ | ۰٫۵۳۹ | ۰٫۴۶۰ | ۰٫۴۱۸ | ۰٫۶۶۶ | ۰٫۵۲۵ | ۰٫۶۲۳ | ۰٫۴۵۹ | ۰٫۶۷۱ | ۰٫۴۷۶ |
| $X_{vac}$ | ۰٫۴۸۸ | ۰٫۴۶۱ | ۰٫۵۴۰ | ۰٫۵۸۲ | ۰٫۳۳۴ | ۰٫۴۷۵ | ۰٫۳۷۷ | ۰٫۵۴۱ | ۰٫۳۲۹ | ۰٫۵۲۴ |
| Na+K | ۰٫۴۸۱ | ۰٫۵۰۴ | ۰٫۴۱۸ | ۰٫۳۹۷ | ۰٫۶۱۷ | ۰٫۴۹۳ | ۰٫۵۷۳ | ۰٫۴۳۷ | ۰٫۶۲۳ | ۰٫۴۵۶ |
| $X_{vac}$+Na | ۰٫۹۶۱ | ۰٫۹۵۵ | ۰٫۹۵۰ | ۰٫۹۷۱ | ۰٫۹۴۰ | ۰٫۹۶۲ | ۰٫۹۳۱ | ۰٫۹۷۲ | ۰٫۹۳۹ | ۰٫۹۷۴ |
| $X_{vac}$/$X_{vac}$+Na | ۰٫۵۰۷ | ۰٫۴۸۲ | ۰٫۵۶۸ | ۰٫۵۹۹ | ۰٫۳۵۵ | ۰٫۴۹۳ | ۰٫۴۰۰ | ۰٫۵۵۶ | ۰٫۳۵۰ | ۰٫۵۳۷ |
| Mg/Mg+Fe | ۰٫۱۹۸ | ۰٫۲۱۰ | ۰٫۲۱۶ | ۰٫۱۷۱ | ۰٫۲۰۸ | ۰٫۲۰۱ | ۰٫۱۹۲ | ۰٫۱۹۴ | ۰٫۱۸۴ | ۰٫۱۶۷ |
| Al in $R_2$ | ۰٫۶۵۹ | ۰٫۶۳۰ | ۰٫۶۳۶ | ۰٫۷۵۴ | ۰٫۵۴۹ | ۰٫۶۱۵ | ۰٫۵۳۷ | ۰٫۸۰۳ | ۰٫۵۹۱ | ۰٫۷۴۷ |
| $R_2^*$ | ۲٫۷۴۱ | ۲٫۷۷۰ | ۲٫۷۳۶ | ۲٫۷۹۰ | ۲٫۷۰۲ | ۲٫۷۷۹ | ۲٫۷۲۸ | ۲٫۸۳۹ | ۲٫۷۲۶ | ۲٫۸۰۲ |
| Fe/Fe+Mg | ۰٫۸۰۰ | ۰٫۷۸۹ | ۰٫۷۸۳ | ۰٫۸۲۸ | ۰٫۷۹۱ | ۰٫۷۹۸ | ۰٫۸۰۵ | ۰٫۸۰۵ | ۰٫۸۱۵ | ۰٫۸۳۲ |
| $R_1$=Na+Ca | ۰٫۵۰۴ | ۰٫۵۲۹ | ۰٫۴۵۲ | ۰٫۴۱۰ | ۰٫۶۵۵ | ۰٫۵۱۹ | ۰٫۶۰۴ | ۰٫۴۵۳ | ۰٫۶۵۸ | ۰٫۴۷۰ |
| $R_2=Fe^{tot}+Mg+Mn$ | ۲٫۰۸۲ | ۲٫۱۴ | ۲٫۱۰ | ۲٫۰۴۳ | ۲٫۱۵۳ | ۲٫۱۶۴ | ۲٫۱۷۹ | ۲٫۰۳۶ | ۲٫۱۳۵ | ۲٫۰۵۵ |
| $R_3$=Al+1.33Ti | ۶٫۸۷۹ | ۶٫۸۳۸ | ۶٫۸۲۳ | ۶٫۸۰۸ | ۶٫۸۴۸ | ۶٫۸۲۴ | ۶٫۸۶۳ | ۷٫۰۰۷ | ۶٫۹۱۴ | ۶٫۷۹۸ |
| $R_1+R_2$ | ۲٫۵۸۶ | ۲٫۶۶۹ | ۲٫۵۵۲ | ۲٫۴۵۳ | ۲٫۸۰۰ | ۲٫۶۸۳ | ۲٫۷۸۳ | ۲٫۴۸۹ | ۲٫۷۹۳ | ۲٫۵۲۵ |
| $R_2^*$+Al in $R_2$ | ۳٫۴۰۰ | ۳٫۴۰۰ | ۳٫۳۷۲ | ۳٫۵۵۱ | ۳٫۲۵۰ | ۳٫۳۹۴ | ۳٫۲۶۵ | ۳٫۶۴۲ | ۳٫۳۱۷ | ۳٫۵۴۹ |

برای تفکیک تورمالین‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی از نمودار سه‌تایی Ca, X, Na+K استفاده شد [۳۶]. این نمودار بر اساس جایگاه X و عناصر موجود در آن تنظیم شده‌است. تورمالین‌های با Na در جایگاه X در گروه قلیایی، تورمالین‌های با Ca در جایگاه X در گروه کلسیمی، و تورمالین‌های دارای تهیجای X در گروه تهی‌جاها قرار می‌گیرند. بر این اساس، بیشتر تورمالین‌ها در جایگاه X دارای Na و K بیشتری نسبت به Ca هستند و در گروه قلیایی جای دارند (شکل ۹ الف). ۴ نمونه از تورمالین‌ها در جایگاه X خود مقداری تهیجا دارند. نکته مهم در این مورد، کمبود در جایگاه X بیشتر نمونه‌هاست، به طوری‌که بیشتر نمونه‌های بررسی شده دارای جایگاه قلیایی و کمی نیز دارای جایگاه X هستند.

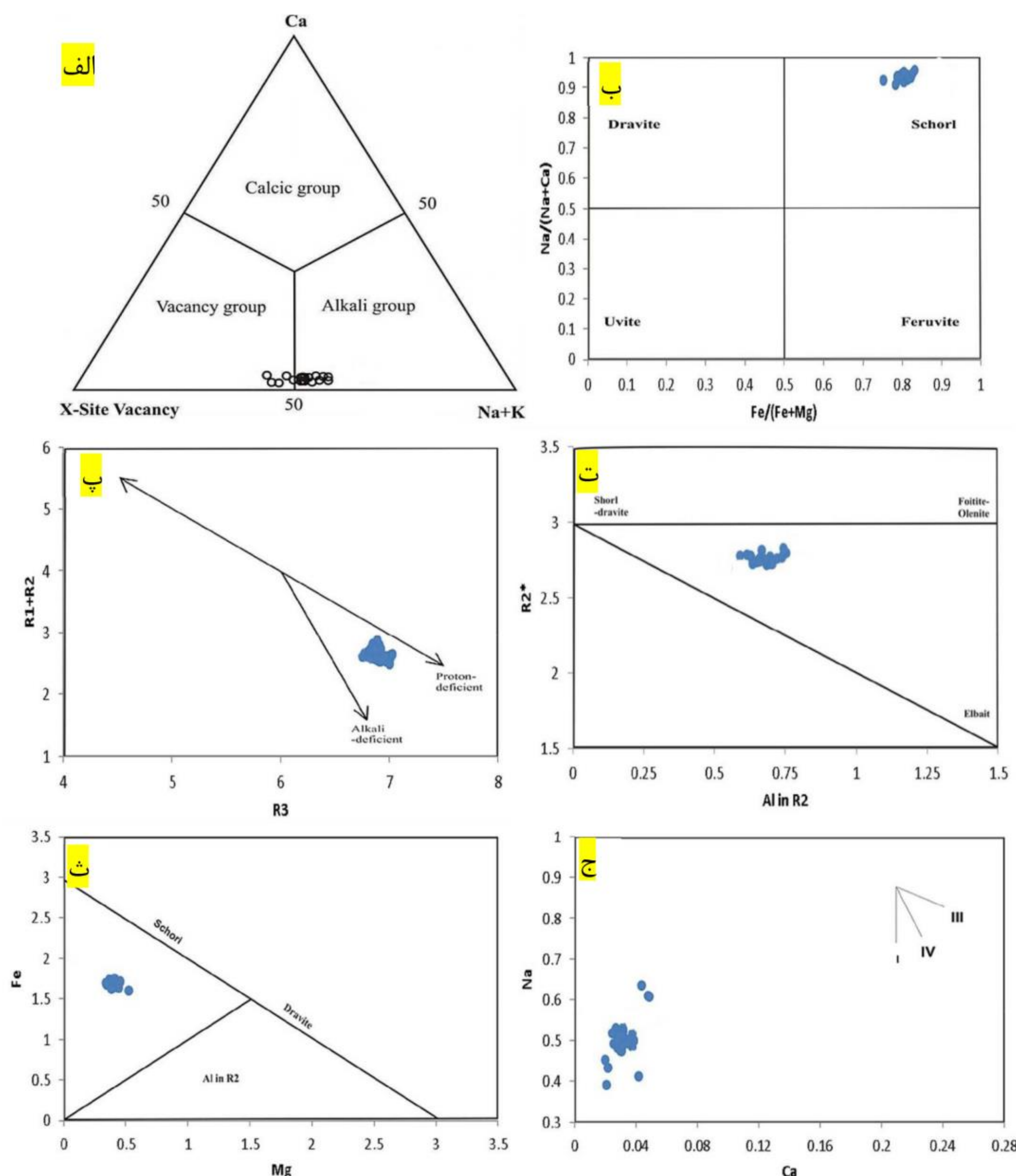
به منظور تعیین تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Fe، Mg، Na، و Ca و تشخیص نوع تورمالین‌ها از نمودار دوتایی Fe/(Fe+Mg) نسبت به Na/(Na+Ca) استفاده شد [۳۷] که بر این اساس، همه نمونه‌های تورمالین درگستره‌ی شورل (عضو پایانی $[Si_6O_{18}]$ Na $Fe_3Al_6(BO_3)_3(OH)_4$) قرار دارند (شکل ۹ ب).

واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین‌ها بر پایه نمودار R1+R2 نسبت به R3 قابل بررسی است [۳۸، ۳۹]. در این نمودار، ترکیب شورل- دراویت با مقدار R1+R2=4 و R3=6 نزدیک به مرکز نمودار است و همه بردارها با مؤلفه افزایشی شورل- دراویت آغاز می‌شوند. بر این اساس، تبادل اوویت با فرمول {Ca (Fe,Mg)}{Na Al}-1، تبادل پروتون‌زدایی یا


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

ترکیب اُلنیت $\{AlO\}\{(Mg,Fe)\ OH\}_{-1}$ و تبادل کمبود قلیایی $\{[\,],Al\}\{(Mg,Fe)Na\}_{-1}$ بررسی شد که همه تورمالین‌ها جایگاهی بین دو بردار جانشینی کمبود قلیایی و پروتون‌زدایی دارند (شکل ۹ پ).

در نمودار R2* نسبت به Al در R2 [۳۹]، قرارگیری همه نمونه‌ها زیر خط R2* نشان‌دهنده پرشدگی ناکامل جایگاه Y آنهاست (شکل ۹ ت). اگر نمونه‌ای دارای مقدار R2* کمتر از ۳ باشد، در جایگاه Y دارای کمبود است که این امر را تا حدی می‌توان بامؤلفه جانشینی البائیت $Li\ Al(Fe,Mg)^{2+}$ توجیه نمود، یعنی این جانشینی موجب جایگزینی مقداری از Al-Li با Mg-Fe موجود در Y می‌شود، اما از آنجا که Li در بررسی‌های پردازشی دیده نشده است، به نظر می‌رسد که در جایگاه Y کاستی وجود داشته باشد.



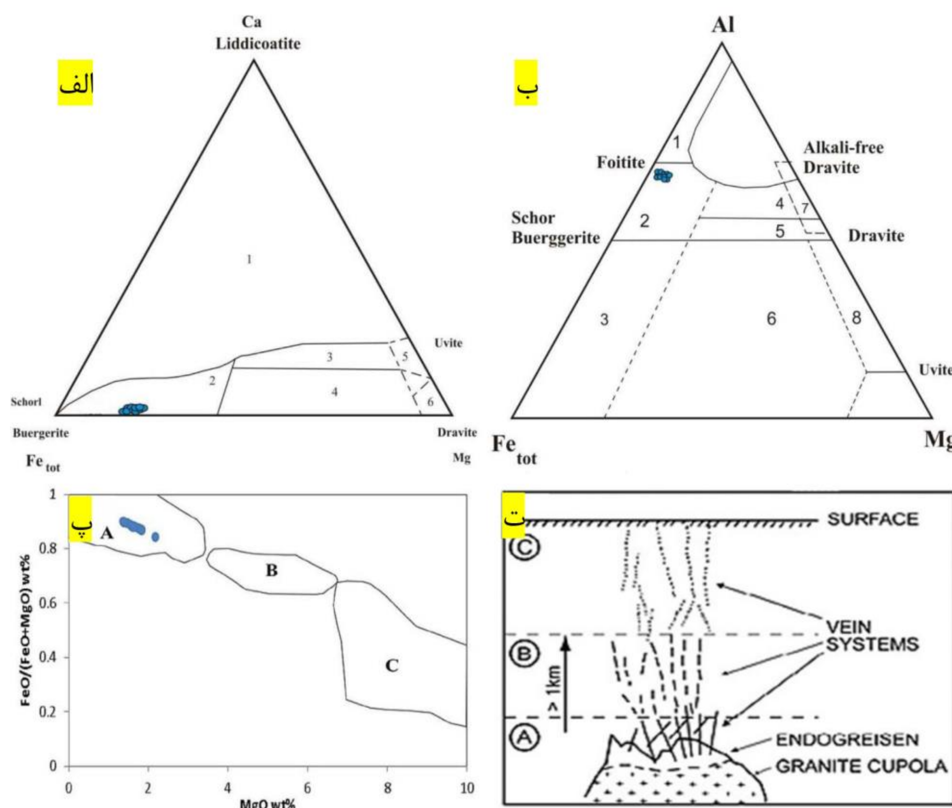

**شکل ۹** الف) قرارگیری تورمالین های منطقه مورد بررسی بر اساس موقعیت X در فرمول تورمالین [۳۶]. ب) طبقه بندی تورمالین‌های مورد بررسی بر پایه نسبت های Na/(Na+Ca) نسبت به Fe/(Fe+Mg) [۳۷]. پ) نمودار R1+R2 نسبت به R3 و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۳۸، ۳۹]. ت) نمودار $R_2$* نسبت به Al in R2، $R_2$*= Fe+Mg+Mn + Al, $R_2$= Al + 1.33Ti + Si-12 و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۳۹]. ث) نمودار Fe نسبت به Mg نشانگر قرارگیری نمونه ها در زیر خط $\sum(Fe+Mg)=3$ [۳۹، ۴۰]. ج) ترسیم نمونه‌ها درنمودار Ca نسبت به Na و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۴۱، ۴۲].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

در نمودار تغییرات Fe نسبت به Mg [۳۹]، ترکیب شورل- دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg)=3$ است و همه نمونه‌های زیر این خط دارای $\sum(Fe+Mg)<3$ و به صورت جانشینی Al در جایگاه Y هستند. بر این اساس، هرچه $\sum(Fe+Mg)$ کمتر شود، میزان جانشینی Al در جایگاه Y افزایش می‌یابد و هرچه این مقدار بیشتر باشد، جانشینی Al در جایگاه Y کاهش می‌یابد. در بالای خط شورل- دراویت نیز، مؤلفه تبادلی پوندراویت یا فری‌شورل با فرمول $Fe\ Al^{-1}$ و اوویت $(CaMgNa^{-1}Al^{-1})$ دیده می‌شود. در این نمودار، همه نمونه‌ها در گستره با مقدار منیزیم کمتر از آهن یعنی شورل قرار دارند (شکل ۹ ث). تفاوت زیاد $Fe^{+2}$ نسبت به Mg و مقدار Al بالا در تورمالین نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آن هستند که مانند تورمالین‌های پگماتیتی منطقه مورد بررسی ترکیب شورل دارند [۴۰].

بر پایه نمودار Na نسبت به Ca می‌توان غنی‌شدگی نسبی برخی از نمونه‌ها از Ca و واکنش‌های جانشینی مؤثر را بررسی کرد [۴۱، ۴۲]. تورمالین‌های پگماتیتی منطقه مسترون Na بیشتری نسبت به Ca دارند که نشان‌دهنده نبود واکنش جانشینی Ca در تورمالین‌ها بوده و مؤثر بودن واکنش جانشینی کمبود قلیایی است (شکل ۹ ج).

به منظور تشخیص سنگ میزبان تورمالین‌ها از نمودار سه تایی Ca-Mg-Fe استفاده شد [۴۳]. در این نمودار، تورمالین‌های منطقه مسترون نزدیک به قطب شورل قرار می‌گیرند و سنگ میزبان آنها از گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که با خاستگاه ماگمایی و جایگاه پگماتیتی این تورمالین‌ها همخوانی کامل دارد (شکل ۱۰ الف).




**شکل ۱۰** الف) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار سه تایی Mg، Fe، Ca [۴۳] . ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۳- متاپلیت‌های غنی از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های آهکی سیلیکاتی ۴- متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالینی ۵- کربنات‌های دگرگون شده ۶- الترامافیک‌های دگرگون شده. ب) موقعیت نمونه های تورمالین در نمودار سه تایی Mg، Fe، Al [۴۴]. ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۳-سنگ‌های کوارتز- تورمالینی غنی از $Fe^{+3}$ و گرانیت‌های گرمابی دگرسان ۴- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از Al ۵- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های بدون فاز غنی از Al ۶- سنگ‌های کوارتز- تورمالینی غنی از $Fe^{+3}$، سنگ‌های کالک سیلیکاته و متاپلیت‌ها ۷- الترامافیک‌های دگرگون شده با میزان Ca کم و متاسدیمنت‌های غنی از Cr و V ۸- کربنات‌ها. پیروکسینیت‌های دگرگون شده. پ) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار FeO/(FeO+MgO) نسبت به MgO [۴۴]. ت) تصویر شماتیک از موقعیت توده نفوذی و سیستم‌های رگه‌ای متاثر از آن [۴۴].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

در این راستا و بر اساس نمودار $Mg\text{-}Fe^{(tot)}\text{-}Al\text{-}Mg$ [۴۳]، سنگ میزبان تورمالین‌های پگماتیتی، از گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که با خاستگاه در نظر گرفته شده برای این تورمالین‌ها همخوانی کامل دارد (شکل ۱۰ ب).

تورمالین‌های رخنمون یافته در سنگ‌های مختلف بیشتر ترکیب‌های متفاوتی دارند. برای مثال، تورمالین نوع شورل در اصل در گرانیت‌ها و پگماتیت‌های فقیر از Li و تورمالین نوع دراویت در سنگ‌های دگرگون شده، متاپلیت‌ها و متاپسامیت-های فقیر از Ca تبلور می‌یابند.

بر پایه نمودار FeO/(FeO+MgO) نسبت به MgO، می-توان فاصله تشکیل تورمالین‌ها از توده نفوذی را به دست آورد [۴۴]، مقادیر FeO/(FeO+MgO) و MgO به ترتیب در تورمالین‌های درون و نزدیک به توده گرانیتی ۱ - ۰٫۸ و ۲ تا ۳ درصد وزنی، برای تورمالین‌های سامانه‌های رگه‌ای و در فاصله کم تا متوسط (مساوی یا بیشتر از ۱ کیلومتر) ۰٫۸ - ۰٫۶ و ۳ تا ۶ درصد وزنی هستند. این مقادیر در تورمالین‌های متبلور شده در فاصله بیشتر از توده‌ی گرانیتی به ترتیب ۰٫۶ - ۰٫۴ و ۶ تا ۱۰ درصدوزنی هستند. در تورمالین‌های مورد بررسی، نسبت FeO/(FeO+MgO) برابر با ۱ - ۰٫۸ و مقدار MgO از صفر تا ۲ درصد وزنی در گستره A هستند که نشان‌دهنده قرارگیری آنها درون توده گرانیتی تا مجاور گرانیتی است (شکل‌های ۱۰ پ و ت).

**مسکوویت**

به منظور تعیین ترکیب میکاهای موجود در منطقه مورد بررسی، تعداد ۶ نمونه از پگماتیت‌های با مسکویت آشکار و معمولی انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر Li,Ti,Ba,U تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۵) که مقدار هیچ یک از این عناصر در مسکویت های منطقه در حد قابل قبول نبوده است.

برای تعیین ترکیب شیمیایی موسکویت‌های منطقه مسترون، تعداد ۱۰ نقطه از میکاهای موجود با ریزپردازنده الکترونی تجزیه شدند (جدول ۶). موسکویت‌های این منطقه به دو صورت دانه‌درشت در پگماتیت‌ها و دانه‌ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند. همه نمونه‌های برداشت شده از نوع اولیه و دانه درشت و بدون آثار سریسیتی شدن بوده‌اند. بر اساس بررسی-های انجام شده و نمودار $Al^{IV}\text{-}Al^{VI}\text{-}Fe\text{+}Mg$ [۴۵]، می‌توان گفت که همه نمونه‌ها از نوع موسکویت هستند و به سمت قطب فنژیت کشش ندارد (شکل ۱۱ الف). همچنین بر اساس نمودار مثلثی Na-K-Ca [۴۵]، نمونه‌ها در قطب موسکویت قرار دارند (شکل ۱۱ب).

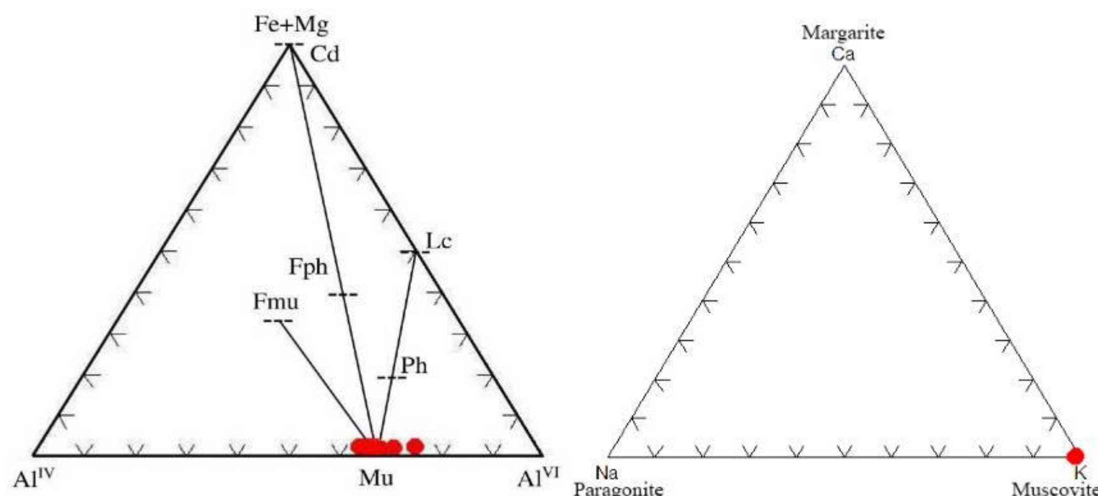
**جدول ۵** نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های موسکویت به روش ICP-AES.

| Sample No. | SH-6 | SH-7 | SH-8 | SH-9 | SH-10 | SH-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $TiO_2$ (%) | ۰٫۱۴۵ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۴۴ |
| Li (%) | ۰٫۰۷۹ | ۰٫۰۵۰ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۵۸ | ۰٫۰۸۱ |
| Ba (%) | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۰۸ |
| U (%) | ۰٫۰۰۱۰ | <۰٫۰۰۱۰ | <۰٫۰۰۱۰ | <۰٫۰۰۱۰ | <۰٫۰۰۱۰ | <۰٫۰۰۱۰ |

**جدول ۶** نتایج تجزیه ریزپردازشی موسکویت بر اساس ۲۲ اکسیژن برای پگماتیت‌های منطقه مسترون (برحسب درصد وزنی)

| نمونه | MS-1 | MS-2 | MS-3 | MS-4 | MS-5 | MS-6 | MS-7 | MS-8 | MS-9 | MS-10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۴۵٫۳۵ | ۴۳٫۳۱ | ۴۷٫۶۹ | ۴۵٫۵۵ | ۴۳٫۲۸ | ۴۵٫۳۹ | ۴۴٫۱۹ | ۴۷٫۷۵ | ۴۴٫۳۱ | ۴۴٫۶۵ |
| $Al_2O_3$ | ۳۲٫۸۵ | ۳۴٫۴۱ | ۳۳٫۹۹ | ۳۲٫۶۱ | ۳۴٫۶۲ | ۳۴٫۶۵ | ۳۲٫۹۰ | ۳۴٫۳۸ | ۳۴٫۰۴ | ۳۲٫۵۹ |
| $TiO_2$ | ۰٫۸۲ | ۰٫۷۱ | ۰٫۳۱ | ۰٫۶۹ | ۰٫۷۳ | ۰٫۸۳ | ۰٫۸۲ | ۰٫۶۹ | ۰٫۲۸ | ۰٫۷۱ |
| FeO | ۰٫۹۱ | ۰٫۹۰ | ۰٫۸۷ | ۰٫۹۷ | ۱٫۰۲ | ۰٫۸۶ | ۰٫۹۲ | ۱٫۰۰ | ۰٫۸۵ | ۰٫۹۵ |
| MgO | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۷ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۵ | ۰٫۰۸ | ۰٫۰۵ |
| MnO | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ |
| $K_2O$ | ۸٫۸۴ | ۹٫۸۲ | ۹٫۶۲ | ۱۰٫۲۵ | ۹٫۸۲ | ۹٫۶۳ | ۸٫۸۵ | ۹٫۷۹ | ۹٫۵۹ | ۱۰٫۳۱ |
| $Na_2O$ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۸ | ۰٫۲۰ | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۱ | ۰٫۱۸ | ۰٫۱۶ | ۰٫۱۲ |
| CaO | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ |
| $H_2O$ | ۴٫۲۲ | ۴٫۴۱ | ۴٫۴۱ | ۴٫۵۱ | ۴٫۳۹ | ۴٫۴۶ | ۴٫۲۵ | ۴٫۴۱ | ۴٫۴۸ | ۴٫۵۵ |
| مجموع | ۹۳٫۹۷ | ۹۳٫۱۷ | ۹۳٫۸۵ | ۹۷٫۲۱ | ۹۴٫۷۹ | ۹۴٫۱۴ | ۹۶٫۰۵ | ۹۲٫۱۳ | ۹۸٫۳۰ | ۹۳٫۸۳ |
| Si | ۶٫۲۱۷ | ۶٫۱۰۱ | ۶٫۳۶۸ | ۶٫۲۲۳ | ۶٫۰۹۹ | ۶٫۲۱۸ | ۶٫۱۵۳ | ۶٫۳۷۲ | ۶٫۱۶۱ | ۶٫۱۷۲ |
| $Al^{IV}$ | ۱٫۷۸۳ | ۱٫۸۹۹ | ۱٫۳۶۲ | ۱٫۷۷۷ | ۱٫۹۰۱ | ۱٫۷۸۳ | ۱٫۸۴۷ | ۱٫۶۲۸ | ۱٫۸۳۹ | ۱٫۸۲۸ |
| SUM | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ | ۸ |
| Al | ۵٫۵۴۵ | ۵٫۶۴۲ | ۵٫۵۸۵ | ۵٫۱۲۵ | ۵٫۶۵۱ | ۵٫۶۶۳ | ۵٫۵۴۸ | ۵٫۶۳۹ | ۵٫۵۹۰ | ۵٫۱۲۲ |
| $Al^{VI}$ | ۳٫۶۷۲ | ۳٫۷۴۳ | ۴٫۲۲۳ | ۳٫۳۴۸ | ۳٫۷۵۰ | ۳٫۸۸۰ | ۳٫۷۰۱ | ۴٫۰۱۱ | ۳٫۷۵۱ | ۳٫۲۹۴ |
| Ti | ۰٫۰۸۶ | ۰٫۰۷۳ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۶۹ | ۰٫۰۷۳ | ۰٫۰۸۴ | ۰٫۰۸۳ | ۰٫۰۶۹ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۷۱ |
| $Fe^{2+}$ | ۰٫۱۰۹ | ۰٫۱۰۸ | ۰٫۱۰۷ | ۰٫۱۱۴ | ۰٫۱۱۶ | ۰٫۰۹۹ | ۰٫۱۱۰ | ۰٫۱۱۶ | ۰٫۰۹۸ | ۰٫۱۱۳ |
| Mg | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰۱ |
| Mn | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ |
| K | ۱٫۶۱۳ | ۱٫۷۴۴ | ۱٫۶۹۸ | ۱٫۷۴۵ | ۱٫۷۴۴ | ۱٫۶۹۰ | ۱٫۶۱۵ | ۱٫۷۴۲ | ۱٫۶۹۶ | ۱٫۷۵۱ |
| Na | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۱۲ |
| Ca | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۳ |
| مجموع | ۱۳٫۵۱۳ | ۱۳٫۷۰۳ | ۱۳٫۸۴۳ | ۱۳٫۳۰۳ | ۱۳٫۷۳۵ | ۱۳٫۷۸۱ | ۱۳٫۵۴۴ | ۱۳٫۹۷۰ | ۱۳٫۶۳۳ | ۱۳٫۲۵۶ |


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]




**شکل ۱۱** الف) موقعیت ترکیبی مسکویت‌های منطقه مسترون در نمودار Fe+Mg-Al [۴۵]. که $Al=Al^{IV}+Al^{VI}$ (Lc : لوکوفیلیت، Fph: فری فنژیت، Fmu: فری موسکویت، Mu: موسکویت، Cd: کلادونیت، Ph: فنژیت)، ب) موقعیت ترکیبی مسکویت‌های منطقه مسترون درنمودار K-Na-Ca [۴۵].

**برداشت**

توده پگماتیتی منطقه مسترون در آخرین فاز تبلور ماگما به وجود آمده است. بافت اصلی در منطقه پگماتیتی است و در بعضی از نقاط بافت تنش آواری نیز دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده وجود فشارهای زمین‌ساختی در منطقه مورد بررسی باشد. از نظر ترکیب کانی‌شناسی، این توده در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، تورمالین و موسکویت است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که کوارتز خلوص بالایی دارد و هیچ عنصر جانبی دیگری آن را همراهی نمی‌کند. ترکیب عمده فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز بوده که با کمی تغییر در ترکیب از Ab=۸۸ و An=۱۲ تا Ab=۹۰ و An=۱۰ از نوع آلبیت است و مقادیری نیز فلدسپات پتاسیمی با ترکیب ۸۶ =Orو Ab=۱۴ تا Or=۹۰ و Ab=۱۰ دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز گاهی دارای ساخت منطقه‌ای هستند که می‌تواند شاهدی بر وجود تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی در محیط تبلور باشد. دمای تشکیل فلدسپارها بسیار کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می شود که می‌تواند نشان‌دهنده دگرگونی-های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده و نمودارهای مختلف، می‌توان گفت که تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌ها از نوع شورل و قلیایی و تعداد کمی نیز دارای تهیجای X هستند.

حضور تورمالین‌های خودشکل در گرانیت‌های این منطقه و نبود منطقه‌بندی، به روشنی نشانگر غنی‌بودن ماگمای خاستگاه این گرانیت‌ها از B است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، سنگ میزبان تورمالین‌ها از گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که با خاستگاه ماگمایی و جایگاه پگماتیتی این تورمالین‌ها هم‌خوانی کامل دارد. مقدار FeO*=FeO/FeO+MgO در مناطق تورمالین‌دار بیش از ۰/۸ بوده که بیانگر ناشی شدن بور از سیال‌های ماگمایی مراحل تأخیری است.

به منظور تعیین ترکیب میکاهای موجود در منطقه مورد بررسی، تعداد ۶ نمونه از پگماتیت‌های با مسکویت آشکار و معمولی انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر Li,Ti,Ba,U تجزیه شیمیایی شدند که مقدار هیچ یک از این عناصر در مسکویت‌های منطقه در حد قابل قبول نبود.

موسکویت‌های موجود در این منطقه به دو صورت دانه درشت در پگماتیت‌ها و دانه ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند که موسکویت‌های دانه درشت به سمت قطب فنژیت کشش ندارد. همچنین بر اساس نمودارهای موجود، همه نمونه‌ها در قطب موسکویت قرار دارند.

**قدردانی**

این مقاله حاصل بخشی از طرح پژوهشی انجام شده در دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز با کد ۵۶۰۹۷۱ است. نگارندگان بر


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]

خود لازم می‌دانند تا از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز و همچنین داوران محترم تقدیر و تشکر نمایند. از حوزه معاونت علمی بخاطر حمایت های مالی برای اجرای طرح تحقیقاتی با عنوان کانی شیمی و کانیش‌ناسی در پگماتیت مسترون (شمال الیگودرز- استان لرستان) نیز تشکر و قدردانی می‌گردد.

**مراجع**

[1] Simmons W. B., Webber K. L., "*Pegmatite genesis: state of the art",* European Journal of Mineralogy 20 (2008) 421-438.

[2] Thomas R., Davidson P., *"The missing link between granites and granitic pegmatites",* Journal of Geosciences 58 (2013) 183-200.

[3] Thomas R., Davidson, *"Water in granite and pegmatite-forming melts",* Ore Geology Reviews 46 (2012) 32-46.

[4] London D., *"Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral melt equilibria",* Journal of Petrology 38 (1997) 1691-1706.

[5] London D., *"Reading Pegmatites: what minerals say. Rubellite Press, New Orleans, LA",* Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites (2013) 5-6.

[6] Cerný P., London D., Novák M., *"Granitic pegmatites as reflections of their sources",* Elements 8 (2012) 289-294.

[7] Samadi R., Mirnejad H., Kawabata H., Valizadeh M. V., Harris C., Gazel E., *"Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance",* International Geology Review 56 (2014) 596-621.

[8] London D., *"A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites",* Lithos 184-187 (2014) 74-104.

[9] Cerný P., Ercit T. S., *"The classification of granitic pegmatites revisited",* The Canadian Mineralogist 43 (2005) 2005-2026

[10] London D., *"Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future",* Lithos 80 (2005) 281-303.

[11] London D., *"Pegmatites",* The Canadian Mineralogist, Special Publication 10 (2008) 347 p.

[12] Stocklin j., *"Structual history and tectonic of Iran, a review",* American Association of Petroleum Geologist Bulletin 52-7 (1968) 1229-1258.

[13] Mohajjel M., Sahandi M.R., *"Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone",* Scientific Quarterly journal Geosience 31-32 (2001) 28-49.

[14] Shahrokhi S.V., *"Ore-control Determinations of Cu-Mineralization and Its Related) Elements at Kondor Area on Part of Aligudarz(NE-Lorestan Province"),* M.Sc. Thesis, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran (2002)155pp.

[15] Lotfi M., Shahrokhi S.V., *"Cu-Au ore mineralization in Kondor area (N-Aligoudarz) connecting with relavant geodynamic problems of Masterrun granitoids (NE-lorestan province in Iran)",* 7th conference of geological survey of Iran, Isfahan, Iran–Mining, D.A.C., (2004).

[16] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Valizadeh M.V., *"Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma"* Mineralogy and Petrology 101(2011) 195–216.

[17] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A. A., *"Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-12.

[18] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Hassanzadeh J., *"On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny",* Lithos 258-259 (2016) 37-57.

[19] Shahrokhi S.V., *"Genetic of Kondor copper and gold mineralization in Aligudarz area, Lorestan, Iran",* 6th European congress on regional geoscientific cartography and information system, Bologna, Italy (2009)

[20] Ahmadi-Khalaji A., *"Petrology of granitoid rocks of the Boroujerd area",* Ph.D. Thesis, Tehran Univesity, Tehran, Iran. (2006) 190pp.

[21] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran",* Journal of Asian earth Sciences 29 (2007) 859-877.

[22] Masoudi F., *"Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran",* Ph.D. Thesis, Leeds University, UK (1997) 135p.

[23] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., *"Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Islamic Republic of Iran",* Journal of Sciences 13-3 (2002) 249-254.

[36] Hawthorne F.c., Henry D.J., *"Classification of the minerals of the tourmaline group",* European Journal of Mineralogy 11 (1999), 201-215.

[37] Trumbull R.B., Chaussidon M., *"Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland"*, Chemical Geology 153(1999)125-137.

[38] Manning D.A.C., *"Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand",* Mineralogical Magazine 45 (1982) 139- 147.

[39] London D., Manning D., *"Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England",* Economic Geology 90 (1995), 495-519.

[40] Cavarretta G., puxeddu M., *"Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderelli geothermal field, Italy"*, Economic Geology 85-6 (1990) 1236-1251.

[41] Henry D.J., Dutrow B.L. *"Metamorphic tourmaline and its petrologic applications",* reviews in Mineralogy 33 (1996) 503-557.

[42] Harraz H.Z., El-Sharkaway M.F., *"Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, south eastern desert, Egypt",* Journal of African Earth Science 33 (2001) 391-416.

[43] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms",* American Mineralogist, 90 (2-3) (2005) 316-328.

[44] Pirajno F., Smithies R.H., *"The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits",* Journal of Geochemical Exploration 42 (1992) 371-381.

[45] Feenstra A., *"An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine-scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations",* Journal of Petrology, 37-1 (1996) 201-233.

[24] Sepahi Garoo A.A., Salami S., Tabrizi M., *"Geochemistry of tourmalines in aplitic and pegmatitic dikes from Alvand plutonic and metamorphic rocks of the Hamedan area",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22-3 (2014) 495-506.

[25] Darvishi E., *"Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of North Azna Granite mass (Marziyan-Kolbor), Sanandaj-Sirjan Zone",* Ph.D Thesis, Isfahan University (2015) 185 P.

[26] Darvishi E., *"The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Marziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone)",* Advanced Applied Geology 11-1 (2021) 12-28.

[27] Shahrokhi S.V., Delfani H., *"Geochemistry and source determination of tourmalines in Mollataleb Area (North of Aligoudarz- Iran)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27-2 (2019) 385-400.

[28] Bloodate E.S., Hughes G.M., Dyar M.D., Grew E.S., Guidotti C., *"Linking structure and chemistry in the schorl–dravite series",* American Mineralogist, 84 (1999) 922-928.

[29] Dutrow B.L., Henry D.J., *"Tourmaline: a geologic DVD"*, Elements 7-5 (2011) 301–306.

[30] Didier J., Barbarin B., *"Enclaves and granite petrology"*, Elsevier (1991) 601 p.

[31] Siivola J., Schmid R., *"List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks"*, American Mineralogist, Web version 01.02.07 (2017).

[32] Deer W.A., Howie R.A., Zuss man J., *"An Introduction to the Rock forming Minerals",* London (Longman) (1992) 696 p.

[33] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock- forming minerals",* 17th, Longman, Ltd (1991) p.528.

[34] Koroll H., Evangelakakkis C., Voll G., *"Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks",* Contributions to Mineralogy and Petrology 3 (1993) 510–518.

[35] Anderson J. L., *"Statuse of thermo-barometry in granitic batholiths",* Earth Science Review 87 (1993)125- 138.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.127 ]